

岩石鋇物鋇床学会誌

第四十二卷 第五号

昭和三十三年十月一日

研 究 報 文

本邦玄武岩及び粗面玄武岩の晶洞 (I)	太 田 良 平
幌満川上流の塩基性岩には含まれた珪長質変成岩中の所謂“変 成石灰質団球”	浅 井 宏
藍閃石片岩相について	関 陽 太 郎
石狩国小樽内川流域の地質鋇床について	杉 本 良 也
阿蘇山 1958 年 6 月 24 日の爆発物に就て (予報)	{ 松 本 幡 郎 田 中 省 政 三 明 鎌 田 保 隆 郎 鵜 川 上 村 也 宏 川 木 隆 安 宏 大 森 啓 修 長 谷 一 今 野 三 弘
螢光分析装置の試作とジルコン中の微量ウランの定量	{ 鵜 川 上 村 郎 也 宏 川 木 隆 安 宏 大 森 啓 修 長 谷 一 今 野 三 弘
福島県雲水峯鋇山産ユークセン石の化学成分	{ 大 森 啓 修 長 谷 一 今 野 三 弘

会 報

総会並びに學術講演会開催予告, 会員動靜, 投稿規定

抄 録

鋇物学及び結晶学	合成 coffinite, thorite 及び uranothorite の X 線的研究	外 3 件
岩石学及び火山学	New South Wales, Gunnedah 近傍の分化 teschenite の岩石学的研究	外 3 件
金 属 鉄 床 学	西南アフリカ Tsumeb 鋇山の酸化帯に於け る Ge の地化学	外 4 件
石 油 鋇 床 学	水成岩の熱伝導度の実験測定	外 2 件

東北大学理学部岩石鋇物鋇床学教室内
日本岩石鋇物鋇床学会

日本岩石鉱物鉱床学会 昭和 33 年度 総会並びに学術講演会開催予告

期 日 昭和 34 年 1 月 24 日 (土)

総 会 午前 10 時～11 時

学術講演会 午前 11 時～午後 4 時

場 所 仙台市片平丁東北大学理学部岩鉱教室第一講義室

講演希望者は講演要旨 (400 字以内) 及び所要時間を記して本会宛
11 月 15 日迄に御申込み下さい。但し講演時間は一題 20 分以内と
し、連名の場合は講演者に○印を付記して下さい。

懇親会 同日午後 5 時より、会費 1 人 500 円の予定で懇親会を行います。

会員動静 【新入会】 阿部建一 (山形県北村山郡大石田町本町甲 55) 三浦清 (松江市志原町島根県工業試験場) 沼田幸一郎 (群馬県沼田市戸神町戸神鉱業所) 石井基祐 (柏崎市大久保石油資源開発 KK 柏崎鉱業所) 端山好和 (東京都世田ヶ谷区東京農業大学応用地質学教室) 橋口博宣 (秋田県北秋田郡花矢町同和鉱業花岡鉱業所探査課)

【退会】 小西優

【転勤及転居】 西原元男 (新潟県南魚沼郡六日町上原東邦亜鉛南越鉱業所) 松本恒夫 (福岡市箱崎町九州大学工学部採鉱科応用地質研究室) 和田七郎 (東京都調布市小島町 634) 白石 剛 (熊本市清水町室園九州女学院) 両森武雄 (北海道紋別市住友鴻の舞鉱業所) 増淵賢吉 (青森県中津軽郡西目屋村住友八光鉱山) 小倉信雄 (東京都港区芝新橋 5 の 12 住友金属鉱山技術部) 三品裕正 (福岡市薬院伊福町福岡通産局石炭部技術課) 桑原寛 (東京都中央区日本橋室町三井金属鉱業鉱山部地質課) 武田晃幸 (福島県南会津郡田島町大字滝原住友八総鉱業所) 坂東祐司 (高松市幸町香川大学学芸学部地学教室)

【消息】 編集委員長 大森啓一氏は米国ニューヨーク市コロンビア大学地質学教室に於て 1 カ年間研究のため、去る 9 月 9 日東京空港を出発して渡米された。

内外に誇る「鉱物工学」完成！

予約
募集

鉱物工学

特価メ切

旭硝子株式会社技術調査役
日本鉱物学会副会長・窯業協会理事

理学博士 吉木文平著

11 月末日限り

予約規程

特価 2,100 円 千共

B5判・700 頁・図版

500 個・布装・函入

定価 2,400 円・千50 円

11 月中旬発売

本書は三十余年に亘り鉱物の学術的ならびに応用的方面において輝しい業績を挙げ著者が、目覚しい進歩を遂げつつある近代鉱物工業を学術の体系に纏め上げた一大著である。今や非金属鉱物資源の有効利用は金属鉱物資源のそれと並んで、産業振興の基盤をなし、窯業・化学工業・冶金・一般無機材料工業、近くは原子力工業の発と至大の関係を有している。したがって鉱物原料を合理的に使用し、有用鉱物を合し、鉱物の物性を伸展させて新工業材料を産み出すためには、鉱物科学と工業技術両翼とした「鉱物工学」こそ、新時代の要望に応えるものである。

主要内容

I. 総論 鉱物資源、結晶化学、鉱物系相律、鉱物の合成、鉱物の処理（機械的処理、選鉱処理、熱的処理、窯業的処理） II. 一成分系 シリカ、アルミナ、酸化鉄、石灰、マグネシア、酸化マンガン、チタニア、ジルコニア、トリア、ウラニア、無水硼酸、無水磷酸、各原料鉱物-鉱物科学および工業利用（50 余項目） III. 二成分系 アルミナ-シリカ系、マグネシア-シリカ系、石灰-シリカ系、スピネル系、硫酸塩系、各原料鉱物-鉱物科学および工業利用（30 余項目） IV. 三成分系 カリ-アルミナ-シリカ系、ソーダ-アルミナ-シリカ系、リチア-アルミナ-シリカ系、マグネシア-アルミナ-シリカ系、石灰-アルミナ-シリカ系、各原料鉱物-鉱物科学および工業利用（20 余項目）、付録、索引……………

内容見本送呈

東京都港区赤坂溜池 5 振替口座東京 10 番 電話 (48) 8518~5

技 報 堂

有機化学ハンドブック

有機合成化学協会編

A 5判・1100頁・定価 1600円・〒50

有機合成最近の進歩 2集

有機合成化学協会編

A 5判・340頁・定価 650円・〒30

窯業工学ハンドブック

窯業協会編

A 5判・1100頁・定価 1600円・〒50

化学用語辞典

化学用語辞典編集委員会編

B 6判・650頁・定価 850円・〒30

高分子の化学

C. R. H. ボーン 佐藤・山下共訳

A 5判・250頁・定価 500円・〒30

本書は新しい有機化学反応，新しい有機化合物の抽出および合成，最新の諸数値および新有機化学製品について，斯界の各専門分野の権威者数十人が，蘊蓄を傾けた貴重な書。斯界技術者必携の書。

斯界専門分野を代表する権威者が内外の正確な資料と自己の研究に基き，1952年の世界における有機化学の実験操作法と応用面の進歩を判り易く解説した年刊書。1集と共に定評ある好書。3版。

窯業工学を基礎編と応用編の2編に分け，その全般に亘り最も体系的に編纂したわが国唯一の書。試験方法，原料，燃料，装置から陶器，耐火物，セメント，ガラス等全部門に多数の図表を挿入。

文部省制定の化学用語に平易な解説を付して化学に関するあらゆる範囲の人々に学習上，実験上，執筆上便利を与えることを目的として編纂された。日，英，独の順に並べた座右に欠くこと出来ぬ書。

高重合物の性質と構造を解説し，ついで高重合物の生成機構，大きい分子の性質，工業的に応用する場合などについて現在の知識を詳述した，化学科，工業化学者等に最も最適の書で名著である。

研究報文

本邦玄武岩および粗面玄武岩の晶洞 (I)

Druse in basalt and trachybasalt of Japan (I)

太田良平 (Ryohei Ota)*

Abstract : In this thesis, the studies on druse in basalt and trachybasalt distributed in San-in and North Kyushu districts are explained about ten localities, concerning varieties, optical properties, genetical sequence and paragenesis of druse minerals, in addition to genetical relation to mother rock and the description of the mother rock itself. Every genetical sequence of druse minerals in the above localities is shown in Figs. 1~8 and is summarized in Figs. 9 and 10. The mode of occurrence is not always the same, but the mother rock is either remarkably influenced by contamination or often considered to be originally rich in volatile substances.

1. 緒言

この論文は“本邦火山岩の晶洞”第1部をなすものである。火山岩は通常は緻密質であるがしばしばその中に孔隙が見出され、その孔隙は単なる気孔であるのが普通であるが稀にその壁に鉱物が生成していることがあり、これを晶洞と呼び晶洞を構成する鉱物を晶洞鉱物と称する。しかし火山岩に晶洞が生成するのは極めて特殊の場合であるから特殊な原因があるに相違ない。また晶洞鉱物の種類・光学的性質・晶出順序・共生および母岩との関係等に就いて文献を整理してみると、ある定つた法則のようなものがあるように思われる。しかし文献の内容に精粗の差があり、1~2種の晶洞鉱物が記載されている産地でも丹念に調べてみると数種以上の鉱物を見出すことがある。従来個々の産地または個々の鉱物に就いて研究が行なわれたが、系統的に総括した研究は本邦でも外国でも未だ行われていない。筆者は以上の観点から文献をまとめまた新産地を訪れ資料を求めたが、本邦火山岩の晶洞を論ずるにはなお不十分である。しかし集め得た資料を総合しここに報告するが将来さらに多くの資料を加え完全を期したい。火山岩の晶洞鉱物とはマグマ固結の末期にマグマから遊離したマグマの残部 (residual magma) からニューマトリティックの状態で孔隙に生成したものであつて、この論文では方解石や沸石のような二次的生成の鉱物には触れていない。この論文には多くの文献を引用したが各著者に対し、また資料を恵与された各位に対し謝意を表する。

* 工業技術院地質調査所

2. 兵庫県田倉山の晶洞

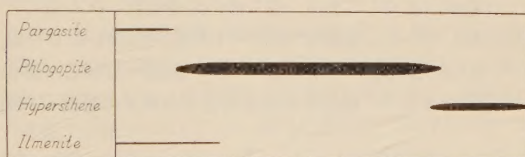
1) 産状 この産地は朝来郡梁瀬町字野道にあり、山陰本線にそつた国道を京都・兵庫両府県境から兵庫県側へ直距約 0.7km 入つた道路の曲り角の北側の崖であつて小規模の石切場である。神戸信和が発見しその後筆者が採集に赴いた。晶洞の母岩は粗面玄武岩でこの産地の北方約 1.6km に山頂を有する田倉火山の 1 熔岩に属し、主として国道以北一帯にはほぼ 4.5km² に亘り盆地を埋めたような形で熔岩台地をなし、その厚さは少なくとも 70m ある。台地上で見出される転石は孔隙に富んでいるが単なる気孔で晶洞は認められない。この産地は台地の表面から約 50m 下つた谷間にある。

2) 母岩 産地の直ぐ前を走る国道にそい熔岩が良く露出し緻密質で晶洞はもちろん気孔も有しない。この熔岩は全体が一様に濃灰青色を呈し肉眼では個々の斑晶は明瞭ではない。鏡下では橄欖石粗面玄武岩に属し斑晶は斜長石および橄欖石から成る。斜長石 (An 74~70) は長さ 0.5~1.2mm の柱状を示し清純で累帯構造は著しくない。橄欖石は長さ 0.25~0.7mm の短柱状を示し淡緑色でイディンクス石化は見られない。石基は間粒状組織を示し長さ 0.1~0.3mm で析木状の斜長石 (An65~60) および長さ 0.2mm 以下で短柱状の橄欖石から成り、微細な柱状の普通輝石を件ない微粒の鉄鉱が無数に撒布されていて斜長石の縁辺にはアルカリ長石がかなり多く認められる。斜長石はほぼ 1 方向に並び流状構造を示し、なお鏡下の微細な孔隙に金雲母や紫蘇輝石が生成していることがある。前記の晶洞産地で晶洞に富んだ熔岩を観察すると、大抵の場合肉眼でも石英の外来結晶および珪質外来岩片が見出される。これは注意すべき事実であつて晶洞を有しない緻密質の熔岩では全く認められない。石英は不定形であるが径 8mm に達するものがありしばしば灰緑色の輝石粒で包まれている。鏡下では斑晶は斜長石および橄欖石から成り、大きさその他において晶洞を含まない緻密質の熔岩中のものと大差ないが橄欖石はイディンクス石化がすすんでいる。また石英のみならず斜長石の外来結晶が顕著に見出される。斜長石の外来結晶は熔蝕のため著しく円くなり結晶外形のはつきりした柱状自形の斑晶斜長石とは容易に区別し得られ、後者の化学成分は An74~70 であるに反し前者の内核の化学成分は An48~45 で概ね清純であるが縁辺は帯状に汚濁していて最外縁の化学成分は An57~55 である。石英の外来結晶は清透で著しく熔蝕されている。石基は間粒状組織で晶洞を含まない緻密質の熔岩と比較すると、造岩鉱物の種類および大きさに著しい相違はないが普通輝石の量がやや増加しかつ斜長石の化学成分は An60~50 である。前記の珪質外来岩片は不定形ではあるが厚さ 5~10mm のほぼレンズ状をなし、鏡下では石英の粒状集合から成り 1 個体の大きさは径 0.1~1.0mm で各個体の間にそいガラス化が進んでいる。原岩は酸性深成岩に件なう石英脈またはpegmatiteの石英と推察されるが、珪岩または石英片岩かも知れない。この外来岩片のさらに熔蝕のすすんだものを観察すると、石英の各個体は個々に分離してゆきその間に微細な斜方輝石に富んだ褐色ガラスの部分を生じ、この部分の孔隙に方珪石が生成している。

3) 晶洞 既述のように晶洞はこの石切場に限り見出されしかも余程丹念に探さなければ見当らない。晶洞鉱物は通常長さ 1~3cm・厚さ 0.5~1.5mm の流理間隙に生成し、金雲母・紫蘇輝石・チタン鉄鉱およびパーガス石から成る。金雲母が最も多く紫蘇輝石は小形で少なくチタン鉄鉱は極めて微細でありこれらは普遍的に見出されるが、パーガ

ス石は極めて稀にかつ局部的に産する。金雲母は径 3.5 mm 以下の薄板状を示し真珠光沢を有し透明～半透明の黄褐色を呈する。 $\beta = \gamma = 1.573 \sim 1.574$ 平均 1.5735, $(-)2V = 1^\circ \sim 2^\circ$ 平均 1.5° , 紫蘇輝石は長さ 1 mm 以下の α 軸に扁平な柱状をなし草緑色を呈する。 $\alpha = 1.690 \sim 1.693$ 平均 1.6915, $\beta = 1.700 \sim 1.703$, 平均 1.7015, $\gamma = 1.706 \sim 1.709$ 平均 1.7075, $(-)2V = 54^\circ 54^\circ 56^\circ 57^\circ 59^\circ$ 平均 56.0° 。チタン鉄鈹は径 0.05 mm 以下の 6 角厚板状を示し不透明鉄黒色を呈する。パーガス石は針状である。磁鉄鈹は存在しないようである。上記諸鉱物は晶洞内で密生することなくおのおの孔壁に独立して附着している場合が多く晶出順序を決めるのはかなり難しい。チタン鉄鈹は通常金雲母および紫蘇輝石の上に附着していないので初期の晶出と思われるが、稀に金雲母の上に附着していることがある。金雲母と紫蘇輝石との関係に就いては他の産地でも常に認められるように紫蘇輝石が金雲母の上に附着しているのが普通であるが、時には金雲母の縁辺部が紫蘇輝石のために結晶外形の完全な成長が妨げられていることがあるので、金雲母晶出の末期には紫蘇輝石と同時晶出していたのかも知れない。しかしこのような例は他産地では全く見られなかつた。パーガス石は少量なので他鉱物との関係は不明であるが、他産地の例では常に金雲母より早期の晶出である。諸鉱物の晶出順序を第 1 図に示した。

第 1 図 田倉山産晶洞鉱物の晶出順序



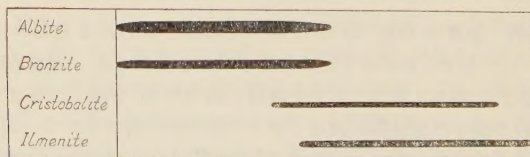
4) 別種の晶洞 益富は昭和 23 年に本火山熔岩と思われる岩石から晶洞鉱物を採集し既に記載¹⁾しており、次にその記事および私信を要約する。採集場所は前記の場所ではなく、田倉火山山頂から東方よりやや南偏し約 850 m を隔てた地点で、水坂部落から奥水坂部落に向う途中の道路際に積んであつた割石から得たもので、この割石の正確な産地は不明であるが地理的に推察し前記の石切場ではない。晶洞鉱物は次のようである。
a 古銅輝石、長さ 1 mm 内外の結晶で透明な淡褐色を示しガラス光沢を有し (010) 面からはブロンズ様の光沢を放つ。Y=淡褐色, Z=淡緑色, $\beta = 1.663$ 。なおチタン鉄鈹を包有することがある。
b 曹長石、無色透明柱状でガラス光沢を有し、屈折率は 1.530 附近である。
c 褐色雲母、径 0.5~1 mm で淡褐色透明であり、六角薄板状というよりむしろ鱗状で表面は真珠光沢を放ち、光軸角は 0° に近い。
d チタン鉄鈹、径 0.5 mm・厚さ 0.03 mm の六角薄板状で、時に径 0.2 mm 厚板状をなす。

以上が益富の記載である。その後この記載に用いた資料の一部を贈られたが、径 2.5~3 cm・厚さ 1~1.5 cm の小岩片で、これを双眼顕微鏡下で観察すると $10 \times 3 \times 2 \text{ mm}^3$ 程度の不定形で他よりも大きい 1 個の孔隙 (以下甲と略称する) と、径 1.5 mm 以下の球形に近い数個の小孔隙 (以下乙と略称する) とがあり、両孔隙に見られる晶洞鉱物は種類

1) 益富寿之助：趣味の地学, 5, 5, 1952.

および組合せを異にしている。甲には古銅輝石・曹長石およびチタン鉄鈹を産し、ほかに方珪石が見出されたが褐色雲母 (=金雲母) は認められない。方珪石は径 0.1~0.3mm の球状で不透明な白色を呈し古銅輝石および曹長石の上に附着している。方珪石の上にはしばしばチタン鉄鈹が載っており、古銅輝石と曹長石との晶出順序は不明である。この資料は僅か 1 個でかつ小さく、晶洞鈹物の晶出順序に就き断定は許されないが観察した範囲内では第 2 図のようである。乙には金雲母が微細なチタン鉄鈹および紫蘇輝石と共存して見出され、石切場で採集した晶洞と同じ組合せである。金雲母は単独で孔壁に附着して産し、チタン鉄鈹および紫蘇輝石との晶出順序は不明である。この紫蘇輝石は透明な淡緑色を示し前記の古銅輝石とは外観を異にしている。甲乙両孔隙を含むこの小岩片を鏡下に検すると橄欖石粗面玄武岩に属し珪晶は斜長石および橄欖石から成る。斜長石は長さ 0.3~0.8mm の柱状を示し清純で大部分の化学成分は An_{75-72} で縁辺部にのみ累帯構造が見られ最外縁の化学成分は An_{68-63} である。これとは別に径 0.8mm 以下で著しく熔蝕されかつ汚濁した斜長石が見出され、縁辺ほど An 分子に富み外来結晶と思われる。橄欖石は長さ 0.2~0.4mm の短柱状を示し淡緑色で部分的にイデイングス石化している。石基は間粒状組織を示し長さ 0.2~0.5mm の析木状の斜長石 (An_{57-53})・径 0.2mm 以下で短柱状の橄欖石およびやや少量の普通輝石から成り、微細な鉄鈹粒が無数に点在していて斜長石の縁辺にはアルカリ長石が附着している。鏡下の小孔隙に金雲母・紫蘇輝石および鉄鈹が生成しており、前 2 者の光学恒数は次の通りでいづれも前記の石切場産のものに近似している。金雲母 $\beta \div \gamma = 1.573$, 紫蘇輝石 $(-2V) = 54^\circ 56' 57''$ 平均 56.6° 従つて前記の曹長石—古銅輝石—チタン鉄鈹—方珪石の組合せから成る晶洞は成因上きわめて特異なもので、後述の大野岳および石高山の晶洞と共通点を有する。

第 2 図 田倉山産晶洞鈹物 (益富採集資料) の晶出順序



5) 考察 前記の国道にそい広く分布する熔岩は緻密質で晶洞を有しないが、晶洞産地の石切場では外来岩片および外来結晶を包有し、これらはマグマと反応した形跡が著しい。石英および酸性斜長石の外来結晶は酸性 (深成) 岩から由来したもので、パーガス石—金雲母—紫蘇輝石—チタン鉄鈹の組合せから成る晶洞は倉吉・残島・関山および六連島などで見られる晶洞と酷似している。益富が観察した晶洞は曹長石—古銅輝石—チタン鉄鈹—方珪石 (以下丙と略称する) と金雲母—紫蘇輝石—チタン鉄鈹 (以下丁と略称する) との 2 種の組合せに分けられ、両者は成因的に異なる。丁は石切場産のものと同様に酸性岩の混成に基づく。丙は丁よりも高温性の鈹物から成り両者が共生することではなく、従つて丙は丁よりも早期に生じたものである。石切場で熔岩中に珪質外来岩片が包有されこの熔蝕によつて生じたガラス質部分の小孔隙に方珪石を生じている事実が認められたが、丙

も晶洞鉱物の組合せから考え恐らく花崗岩のような岩石を熔蝕し、マグマ中にかかる化学成分に富む部分を局部的に生じほとんど拡散することなく固結したために生じたのであろう。

3. 𤵿岐島高尾^{やま}峯の晶洞

1) 産状 𤵿岐島は新第三系が局部的に露出するのを除けばほとんど全島を覆い粗面玄武岩が広く分布し、そのうち芦辺港の南西方約 2.5km の高尾嶺（長崎県𤵿岐郡芦辺町に属し海拔 142m の丘陵）附近に熔岩をなし分布する橄欖石粗面玄武岩に晶洞鉱物を産する。この事実は昭和 29 年に松井和典が見出しその後筆者が現地を訪れた。なお本産地の概況および紫蘇輝石の鉱物学的研究は砂川・林・松井により既に発表¹⁾ されている。高尾嶺は山頂まで畑が開かれあるいは雑木林となり稀に見出される露頭は甚だしく風化している。しかし附近一帯に人頭〜牛頭大の転石が多く、これらを検するといづれも混成作用の影響が著しい。この粗面玄武岩は肉眼では濃灰青色を呈し堅硬で個々の斑晶は明らかではなく、この中に長さ 10mm 以下の角閃石・長さ 6mm 以下の斜長石あるいは径数 mm の石英等の大形の外来結晶が少なからず見出される。松井の観察では径数 cm の花崗岩質外来岩片をも認めたという。しかしこの岩石には晶洞は極めて少なく余程注意して探さなければ見当らない。なおこの特異な岩石の分布は高尾嶺附近の小区域に限られている。

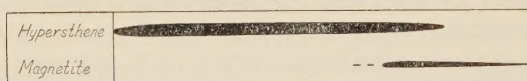
2) 母岩 晶洞を有しない緻密質の粗面玄武岩を鏡下に検すると普通輝石含有橄欖石粗面玄武岩に属し、斑状組織を示し斑晶は斜長石および橄欖石から成り普通輝石を伴ない外来結晶と思われる斜長石および角閃石と少量の石英を含む。斜長石は清純で包有物をほとんど有せず内核の大部分はほとんど一様の化学成分（An74〜72）であつて累帯構造は縁辺部（An71〜69）に僅かに示される。このほか破片状のものが少なからず見出され、そのうちアルバイト双晶が著しく甚しい熔蝕を受け円味を帯びたものがあり内核の大部分の化学成分は An54〜53 であるが縁辺ほど An 分子を増し An56〜55 である。これは酸性深成岩に由来する外来結晶であろう。橄欖石はおおむね自形を呈し熔蝕は著しくなく淡緑色で割目が発達しイディンクス石化は稀にしか認められない。普通輝石は少なく砂時計構造が認められる。角閃石は著しいオパサイト化作用を受け主として磁鉄鉱微粒の集合となり結晶の輪廓は不明瞭である。新鮮な部分は通常全く残っていないが、米粒大以上の大形のものでは往々結晶の中核に新鮮な部分が残っており淡緑黄〜褐黄色の著しい多色性がみられる。石英は清透で著しく熔蝕されしばしば輝石粒により包囲されている。石基は間粒状組織で主として析木状の斜長石・粒状の橄欖石および少量の普通輝石から成り、斜長石（An62〜53）は 1 方向に並び流状構造を示しなお鉄鉱の微粒が一面に撒布されていて斜長石の縁辺にはアルカリ長石が附着している。以上は晶洞を認めない緻密な部分の記述であるが、晶洞に富んだ部分を検鏡すると斑晶橄欖石のイディンクス石化は一般に進んでおり結晶の約半量がイディンクス石に変つてことがある。イディンクス石化作用の原因に就き定説は立てられていないが風化作用によるものではなく地表噴出の際における二次的影響によるといわれており、晶洞に富んだ部分と然らざる部分とではこのような相違が認められる事実は注意を要する。また晶洞に富んだ部分は石基部において

1) 砂川一郎・林徳衛・松井和典：鉱物，2，4，1955。

普通輝石の大晶が斜長石を多く取込んでボイキリティック組織を示すことが稀にある。

3) 晶洞 晶洞鉱物はこの粗面玄武岩の流理にそつた厚さ 1 mm 以下の扁平な孔隙に見出され、あるいは角閃石の外來結晶に接し極めて稀に認められる不定形の孔隙に存在する。後者の孔隙は角閃石がオパサイト化作用による水その他揮発性物質の放出により石基部との間に生じたものである。この晶洞の著しい特徴として晶洞鉱物は紫蘇輝石のみであつて、ほかに径 0.05 mm のきわめて微細な鉄鉱が点々に見出された。この鉄鉱は紫蘇輝石の上にも附着していることがあり種類は判別し難いが恐らく磁鉄鉱であろう。これらの晶出順序を第3図に示す。この紫蘇輝石は長さ 1 mm の扁平柱状で半透明の草緑色を示す。 $\alpha=1.694\sim1.696$, 平均 1.6950, $\beta=1.703\sim1.705$, 平均 1.7040, $\gamma=1.706\sim1.709$, 平均 1.7075, $(-)2V=58^{\circ} 58' 59''$, 平均 58.7°

第3図 高尾嶺産晶洞鉱物の晶出順序



4) 考察 母岩には花崗岩を混成した直接の証拠が顕著に認められ晶洞の成因になっている。この産地の特徴として晩期晶洞鉱物である紫蘇輝石と僅かの鉄鉱しか産出しないが、混成作用が著しかつたため他の産地に比較しより低温であつたによると解される。花崗岩を混成したことにより また 角閃石のオパサイト化によつてもこのマグマは揮発性物質・珪酸・アルカリ等が増加したが、パーガス石や金雲母を晶出するには不適当であつたので、これらを晶出することなく紫蘇輝石を晶出したのであろう。また角閃石のオパサイト化が晶洞の生成に関係を有する直接の証拠が認められるのは興味深い。なお長崎県呼子図幅地域内では同説明書によると、小川島では輝石橄欖石玄武岩の孔隙に紫蘇輝石を産し母岩は輝石粒に包まれた石英外來結晶に富むという。また金雲母の産地は所々にあり母岩に外來岩片または外來結晶を伴うものがあるという。

4. 鳥取県倉吉の晶洞

1) 産状 倉吉市街の天神川を隔てた北方対岸すなわち天神川左岸一帯に比高 100 m の山地が起伏し沿岸に露出する濃灰色緻密な粗面玄武岩に晶洞鉱物を産する。この事実を松本唯一が発見しその後筆者は現地を訪れた。なお紫蘇輝石の形態的研究は砂川により既に発表¹⁾ されている。この粗面玄武岩には部分的にはほぼ球状でうづら豆大以下の孔隙が著しく発達しているが単なる気孔のことが多く、晶洞鉱物を採集し得るのは倉吉市街から北西方の和田部落に通ずる橋を渡りその北端から天神川左岸にそい約 500 m 下つた石切場附近を主とする。晶洞の産状に次の2種がある。a 緻密な熔岩に長さ 1 m 以下で厚さはきわめて薄い節理が所々でみられその両壁に生成したもの。b 緻密な熔岩にはほぼ球状であるが1方向にやや伸長した小豆大以下の孔隙が比較的疎らに集つた部分が所々にありその孔壁に生成したもの。

2) 母岩 肉眼では全体が一様に濃灰色を呈し個々の斑晶は目立たない。鏡下に検す

1) 砂川一郎：地学, 57, 1950.

ると橄欖石粗面玄武岩に属し斑晶は斜長石および橄欖石から成る。斜長石 (An65~62) は長さ 1.2mm 以下の長柱状を呈し大きさでは石基斜長石とはつきりした境界がなく清純で累帯構造は著しくない。橄欖石は長さ 1mm 以下で概ね短柱状自形を示し淡緑色でイデイングス石化その他の変質はほとんど見られない。石基は一般に間粒状組織であるが部分的に特に晶洞に接近した部分ではオフィティック組織を示し、稀にポイキリティック組織である。間粒状組織の部分では斜長石・橄欖石および普通輝石から成り、磁鉄鉱その他の副成分鉱物を伴ない斜長石の縁辺にはアルカリ長石が附着している。オフィティックまたはポイキリティック組織をなす部分では主晶は普通輝石で斜長石まれに橄欖石・磁鉄鉱等を包有している。石基斜長石は長さ 0.2~0.5mm のものが多く概ね析木状で、間粒状組織の部分では An60~55 内外であるがオフィティックまたはポイキリティック組織の客晶をなすものは An 分子に富み An70~60 である。橄欖石は長さ 0.1~0.3mm の短柱状で淡緑色を示す。普通輝石は淡緑色を示し毛氈状組織の部分では長さ 0.1~0.3mm の柱状であるがオフィティックまたはポイキリティック組織の主晶をなすものは長さ 2~3mm の大きさでその光学恒数は次のようである。(+)2V=53° 57° 58° 60° 62° 平均 58.0°, c \wedge z=41° 42° 42° 45° 46° 平均 43.2°。磁鉄鉱は微斑晶としてまた間粒状組織の部分にも微晶として多数散布されているが、オフィティックまたはポイキリティック組織の部分は非常に少ない。

3) 晶洞 晶洞鉱物は金雲母・蘇紫輝石・チタン鉄鉱・普通輝石およびパーガス石の 5 種である。前 2 者は大形で多量に産しチタン鉄鉱は小形であるが普遍的に見出され、後 2 者は小形できわめて少なく肉眼ではほとんど認められない。双眼顕微鏡下ではパーガス石は稀に認められるが普通輝石は余程注意して探さなければ見当らない。これら諸鉱物は晶洞内でおのおの自形を示し一端を孔壁に附着させ他端を伸長し広い空間部を残している場合が最も多く、ある鉱物が他鉱物の上に附着したり他鉱物の結晶外形の完全な成長を妨げたりしている現象は稀にしか認められないので、晶出順序を正確に決めることは難しいがやや大膽に表示すると第 4 図のようになる。この産地の晶洞鉱物の産状には前述のよ

第 4 図 倉吉産晶洞鉱物の晶出順序



うに節理間隙に産するものと球状孔壁に産するものとの 2 型がある。両型とも産出鉱物の種類および共生において著しい相違はないが、要いて言へば球状孔壁型では晶洞鉱物が孔壁に密生することなくおのおの独立して着生している場合が多いので、晶出順序を決め難い。また金雲母は径 2mm 以下の大きさで紫蘇輝石よりも少なく、時には金雲母を欠きほとんど紫蘇輝石から成り少量のチタン鉄鉱を伴う場合がある。節理間隙型では球状孔

隙型よりも晶洞鉱物の生成が顕著で時には孔隙の両壁がほとんど見えない程密生している、この場合金雲母が特に多くかつ大きく径 4 mm に達するものがある。紫蘇輝石が金雲母の上に附着しあるいは金雲母によつて結晶外形の完全な成長が妨げられている現象が稀ではなく認められる。チタン鉄鉱は微細ではあるが金雲母や紫蘇輝石の上に附着している現象は全く認められなかつた。薄片を焼したときパーガス石が晶洞普通輝石を交代して生成しているのが認められた。次に諸晶洞鉱物に就いて述べる。金雲母は 6 角薄板状結晶で半透明・真珠光沢があり淡黄褐〜灰褐色を示し劈開は完全である。球状孔隙で得られたものは $\beta \div \gamma = 1.567 \sim 1.569$ 平均 1.5680, 節理間隙で得られたものは $\beta \div \gamma = 1.562 \sim 1.564$ 平均 1.5630, 何れも () $2V = 0$ 。紫蘇輝石は長さ 2 mm 以下で透明〜半透明の草緑色を示し α 軸に扁平な柱状結晶であつて結晶形は明瞭で面の稜線もはつきりしている。 $\alpha = 1.702 \sim 1.705$ 平均 1.7035, $\beta = 1.713 \sim 1.716$ 平均 1.7145, $\gamma = 1.720 \sim 1.723$ 平均 1.7215, (-) $2V = 54^\circ 55^\circ 56^\circ 56^\circ 57^\circ$ 平均 55.6° , X = 淡黄緑色, Y = 帶黄淡緑色, Z = 淡緑色。チタン鉄鉱は径 0.5 mm 以下の 6 角厚板状結晶で不透明鉄黒色である。普通輝石は長さ 0.8 mm 以下の半透明灰緑色の短柱状結晶で群馬県鈴が岳で見られるような長柱状のものはなかつた。きわめて微細かつ少量であるため屈折率は測定し得ない。(+) $2V = 59^\circ 60^\circ$ 平均 59.5° , $c \wedge Z = 52^\circ 52^\circ 54^\circ$ 平均 52.7° 。パーガス石は長さ 1 mm 以下の長柱状または柱状を示し透明〜半透明で褐〜灰褐色を示す。 $\alpha = 1.637 \sim 1.640$ 平均 1.6385, $\beta = 1.644 \sim 1.647$ 平均 1.6455, $\gamma = 1.656 \sim 1.659$ 平均 1.6575, (+) $2V = 77^\circ 80^\circ 83^\circ$ 平均 80.0° , $c \wedge Z = 21^\circ 22^\circ$ 平均 21.5° , X = 淡黄色, Y = 淡黄緑色, Z = 淡褐緑色。

4) 考察 この産地の晶洞は鉱物の種類が多くかつ大形のものが多量にありこの点では玄武岩〜粗面玄武岩の晶洞諸産地中の随一である。晶洞鉱物の種類および共生において既述諸産地と概ね共通しているが少量の普通輝石を伴う点が異なる。しかしパーガス石に先立つ普通輝石の晶出は安山岩の晶洞ではしばしば認められる。この産地では混成作用の直接の証拠はあまり顕著ではない。熔岩中に稀ではあるが小豆大以下の大きさで普通輝石の微粒から成る灰緑色皮膜に包まれたほぼ球状の孔隙が見出され、時にはこの孔隙が 10 数個集合している。残島・関山その他の産地の例ではこの灰緑色皮膜が珪質岩片または石英粒を包み皮膜の外側は直接にまたは多孔質部を隔てて熔岩に接しているが、この産地では珪質岩片または石英粒は認められず、皮膜の内側表面は概ね平滑である。これは包有された珪酸が全く熔融され抜けてしまつたためであろう。これ以外に混成作用を示す直接の証拠は乏しいがこれはマグマとの反応が十分に行われたためと解釈される。そのためには断層運動・熱気作用・熱水作用などの二次的影響を受け造岩鉱物が熔融され易い状態にあつたと想像され、従つて比類のない顕著な晶洞を生成したのであろう。天神川右岸地域に起伏する高い山地は黒雲母花崗岩その他の花崗岩類から成り、左岸一帯の地域はこれよりも遙かに低く基盤の黒雲母花崗岩の上に玄武岩および安山岩類のりさらにその上に大山火山の裾野が広がっている。天神川はほぼ構造線にそい流れているらしく従つて晶洞母岩のマグマ溜は黒雲母花崗岩中を走る構造線の中にあるように思われる。

5. 下関市六連島の晶洞

六連島は下関港外にありこの産地の晶洞鉱物は菅井俊祐 および 吉木文平の研究により

第 5 図 六連島産晶洞鉱物の晶出順序



著名である。筆者は現地を踏査したことがないので岩鉱誌その他に掲載された記事を要約する。なお本文中のアノーマイトを金雲母とし黒色角閃石をパーガス石として述べる。母岩は橄欖石玄武岩（筆者の検鏡では角閃石・橄欖石粗面玄武岩）で熔岩流と思われ不規則な孔隙に富み、この中に金雲母が相交錯して生成しきわめて少量のパーガス石が存在している。鏡下では斑状組織が認められ斑晶は斜長石および橄欖石から成る。斜長石（An75）は長柱状で橄欖石はしばしば半自形を呈しイディンクス石に変質したものがある。石基は主として短冊状の斜長石（An70）・橄欖石および輝石から成る。晶洞の金雲母は鱗片状を呈し径 5~6mm で最大 1cm に及ぶ。 $\alpha=1.557$, $\gamma=1.605$, $2E=22^{\circ}\sim 32^{\circ}$ 。パーガス石は黒色針状で長さ 2~3mm である。 $\alpha'=1.643$, $\gamma'=1.655$, $c\wedge Z=13^{\circ}\sim 17^{\circ}$ 。以上は文献の要約であるが筆者が知人から贈られた本産地の標本を双眼顕微鏡で検すると金雲母およびパーガス石・他に、径 0.5mm 以下の鉄黒色板状のチタン鉄鉱が両者と共存しまた長さ 0.4mm 以下の淡緑色局平柱状の紫蘇輝石がごく少く見出された。この薄片を鏡下に検すると文献要約で述べた鉱物の他に全くあるいはほとんどオパサイト化された斑晶角閃石と石基中にアルカリ長石が認められた。検鏡した薄片はわづか 1 枚であるが、混成作用の直接の証拠は見出し得なかつたが、この産地の母岩および晶洞鉱物の産状は後述する福岡市残島および下関市関門両産地の場合と酷似しており恐らく両産地と同じ成因であろう。六連島と関門とは僅か 7.5km しか隔っていない。次に六連島産晶洞鉱物の晶出順序を第 5 図に示す。

幌満川上流の塩基性岩にはさまれた珪長質 変成岩中の所謂“変成石灰質団塊”

On the so-called metamorphosed calcareous concretions
in felsic metamorphic rocks which lie in the basic rocks
at the upstream of Horoman river, Hidaka province

浅 井 宏 (Hiroshi Asai)*

abstract : The writer discusses the origin of the so-called metamorphosed calcareous concretions in felsic metamorphic rocks in Hidaka provi-

* 北海道学芸大学地学教室

nce. The metamorphosed calcareous concretions form originally at the crest of the microfolding, at the inner part of the semicircular mylonitic arc, or at the mylonitic part, of biotite hornfels in a small scale. In the metamorphosed calcareous concretions, basic plagioclase, hornblende, diopside, vesuvianite, calcite, ilmenite and ore generally occur accompanying the concentration and the dispersion of biotite of biotite hornfels.

He concludes that the origin is attributed to neither of addition of materials from the surrounding coarse metamorphic rocks or from basic rocks, nor to the original one in sedimentary rocks, but to the metamorphic differentiation which take place in biotite hornfels at the time of the mechanical movement of its own.

1. ま え が き

南部日高変成帯の幌満川上流には、広い範囲にわたつて、細粒、中粒、粗粒の塊状の塩基性岩が分布している¹⁾。この塩基性岩体には、屢々、小規模な範囲で各種の細粒、中粒、粗粒の珧長質変成岩の複合岩体がはさまっている。この珧長質変成岩中には、所謂“変成石灰質団球”²⁾といわれる小型のレンズ状岩石が観察される。

この石灰質団球の二・三の産状と観察した形成機構について述べ、この岩石は、いづれも黒雲母ホルンフェルスが受けた変成条件に応じて、部分的に黒雲母ホルンフェルスを原岩として、それぞれの場所において主に石灰質鉱物が濃集し、粗粒な珧長質変成岩の形成される以前に略々この変成作用が完成していたものであることを記述する。

塩基性岩中の珧長質変成岩に石灰質団球が多数観察されることは、北部日高帯において認められてきたものであり³⁾、また、一般に南部日高変成帯の花崗岩質混成岩、堇青石混成岩、黒雲母片麻岩、黒雲母ホルンフェルスのほかに塩基性脈状岩にも伴われている⁴⁾⁵⁾⁶⁾⁷⁾。

稿を草するにあたり御討論をしていただいた北海道大学舟橋三男、橋本誠二両先生、北海道地下資源調査所斎藤昌之氏をはじめ多数の日高変成帯研究グループの方々、終始変らぬ御指導、御鞭撻をいただいた北海道大学鈴木醇、石川俊夫両先生に謝意を申上げる。

この研究に使用した経費の一部は、文部省自然科学研究費交付金、開発庁、北海道地下資源調査所、工業技術院地質調査所北海道支所、北海道庁科学研究費交付金の御援助に負

1) 舟橋三男・猪木幸男：韓泉図幅説明書，地調，1956；舟橋三男・橋本誠二・浅井宏・猪木幸男・外崎与之・木崎甲子郎・広田正一・春日井昭：地質，**62**，401~408，464~471，541~549，1956。

2) 以下は単に石灰質団球という。

3) 舟橋三男・橋本誠二：地研専報，**6**，1951，橋本誠二：札内岳図幅説明書，北海道地下資源調査所，1953。

4) Suzuki J. : Jour. Fac. Sci. Hokkaido Univ. IV, II, **4**，323~338，1934。

5) 外崎与之：岩鉱，**40**，70~82；**40**，163~168；**40**，196~203，1956。

6) 舟橋三男・橋本誠二・浅井宏・猪木幸男・外崎与之・木崎甲子郎・広田正一・春日井昭：前出，1956。

7) 木崎甲子郎：北地要，**34**，5~6，1957。

う所が多くここに謝意を表する次第である。

2. 塩基性岩体中の珪長質変成岩

鍋淵川・流のオビラルカオマツ川 (第1図 a) の塩基性岩体中の珪長質変成岩は、一般に黒雲母混成岩、片麻状—黒雲母混成岩、トナール岩質混成岩、片麻状—トナール岩質混成岩、黒雲母片麻岩 (角閃石を含有することがある) とそれに小規模な黒雲母ホルンフェルスで構成せられているものが多い。石灰質団球は、レンズ状になつて、いずれも片理のある岩石の方向に長軸をもち、上に記した各種の珪長質変成岩中に観察せられるのである。本稿で述べる石灰質団球を含む各種の変成岩は、巾約 400 米、片理の延長約 500 米にわたつて、やはり塩基性岩中にあり、 $N40^{\circ}E$ 、鉛直： $N60^{\circ}E$ 、 $40^{\circ}NW$ ： $N60^{\circ}E$ 、 $80^{\circ}NW$ ： $N80^{\circ}W$ 、 $60^{\circ}EW$ ： EW 、 $8N$ ： $N60^{\circ}E$ 、鉛直等の葉理或は流理状の片理を示し、線構造は北へ北東落しのものが観察されるが顕著でない。部分的に $N40^{\circ}E$ 、 $80^{\circ}NW$ ： EW 、鉛直等の褶曲におこつた巾 1 米内外の圧碎帯をもっている。黒雲母ホルンフェルス、粗粒黒雲母ホルンフェルス、黒雲母混成岩 (部分的に片麻状—黒雲母混成岩となつている) は、珪長質変成岩のうちでは、小規模な範囲に分布し、珪長質変成岩体の下盤近くにあり互に縞状構造を示し上盤に向つて、次第に繊維状角閃石—トナール岩質混成岩が多くなる。この部分では、一部は繊維状角閃石—黒雲母ホルンフェルスと縞状構造を示し片麻状構造になる。更に上盤に近づく繊維状角閃石、褐色角閃石を比較的多く含むトナール岩質混成岩 (部分的に片麻状トナール岩質混成岩となつている) になり、一部は含角閃石—黒雲母混成岩に移り変つている。下盤側は黒雲母混成岩、片麻状—黒雲母混成岩、黒雲母ホルンフェルスに縞状構造から次第に繊維状角閃石、褐色角閃石を有するトナール岩質混成岩に移つており、また葉理或は流理状片理の延長方向では、両翼とも同様に繊維状角閃石、褐色角閃石を有するトナール岩質混成岩となつていて、何れも周辺部は、中粒の塩基性岩に接している。これらの周辺部のトナール岩質混成岩から明瞭にみちびかれた黒雲母—石英—斜長石脈状岩等が周囲の中粒塩基性岩中に入りこんで塩基性岩を包みこんでいる。この事實は、中粒塩基性岩が形成せられたのは、少くともこのトナール岩質混成岩から導かれた脈状の優白質岩石よりも前に既にできていたことを示している。

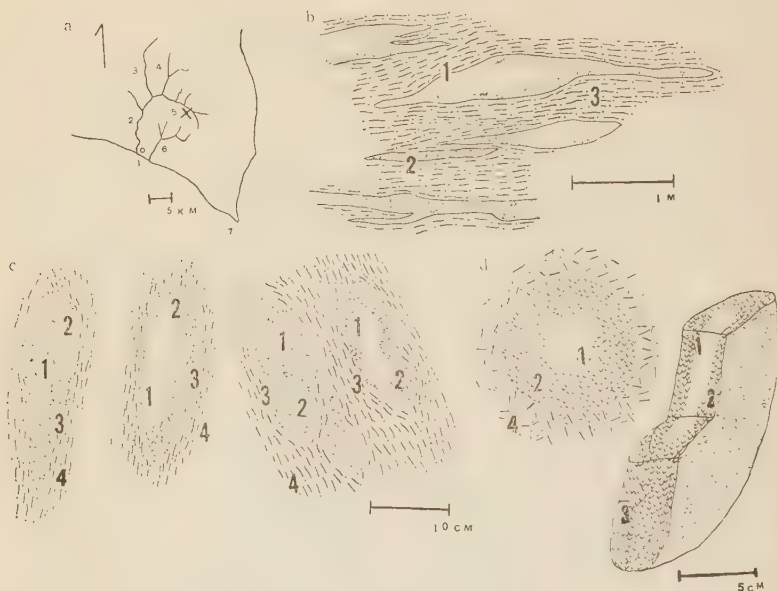
3. 石灰質団球の産状

以上に述べた珪長質変成岩中の石灰質団球の代表的なものについて述べる。

[1] 黒雲母混成岩、(又は片麻状—黒雲母混成岩) と黒雲母ホルンフェルスとの縞状構造を示す部分、うち黒雲母ホルンフェルス中のもの (第1図 b)。この石灰質団球は、一般に暗赤緑色—暗緑灰色で、最大のものは巾 10 釐、長さ 100 釐に及ぶ長レンズ状の岩石で前述する石灰質団球に比べて大形で、団球の周辺部の黒雲母ホルンフェルスは、圧碎せられて緻密な岩石となつている。

[2] 黒雲母混成岩 (又は片麻状—黒雲母混成岩)、繊維状淡緑色角閃石—トナール岩質混成岩などに包有されているもの (第1図 c)。前述の縞状構造を示す黒雲母ホルンフェルスが石灰質団球をもつたまま小さく分離して混成岩中に散点した如く見られるがこの部分では、いずれの石灰質団球もその周囲に黒雲母ホルンフェルスをもっているので [1] に記した大形の石灰質団球が分離したものではない。一般に石灰質団球の外側は圧碎岩質

第 1 図



- a, 塩基性岩にはさまれた珪長質変成岩の位置 (×印)。1 幌満川, 2 幌満川, 3 パンケトチキサップ川, 4 パンケトチキサップ川, 5 オビラルカオマップ川, 6 ニカンベツ川, 7 エリモ岬。
- b, 石灰質団球 (1) 及び黒雲母ホルンフェルス (2) と黒雲母混成岩, 又は片麻状-黒雲母混成岩 (3) との縞状構造。
- c, 黒雲母混成岩, 又は片麻状-黒雲母混成岩, 繊維状淡緑色角閃石-トナール岩質混成岩に包有される石灰質団球。1 石灰質団球, 2 黒雲母ホルンフェルス, 3 粗粒黒雲母ホルンフェルス, 4 混成岩類。
- d, 褐色角閃石-繊維状角閃石-トナール岩質混成岩に包有される球状 (左上), レンズ状 (右下) 石灰質団球。1 灰色部, 2 淡緑色, 緑色部, 3 暗緑灰色部, 4 トナール岩質混成岩。

黒雲母ホルンフェルスでかまわれていて, 石灰質団球は内側に向つて暗緑灰色, 灰色の部分がこの順序に帯状に配列し, この部分はやや中央部がふくれた細帯状 (第1図 c の左), レンズ状 (第1図 c の中央), 微褶曲状, スリッパ状, ひょうたん状 (第1図 c の右) で大きいものは短径 5 ㎝, 長径 20 ㎝に達するものがあるが [1] に述べたものより小形のものが多く。

[3] 褐色角閃石-繊維状角閃石-トナール岩質混成岩に包有せられるもの (第1図 d) [2] の石灰質団球と略々同じ位の大きさのものが多い。ここの団球では球状のものが観察せられる (第1図 d の左上)。石灰質団球の外側は [1], [2] で示した如き黒雲母ホルンフェルスを周囲にもつていない。石灰質団球は, 内側に向つて緑色部, 淡緑色部, 灰色部

に分れている。また暗灰色部、緑色部の順に内側に向つて分れていることがある（第1図dの右下）。

以上に述べた事項の外に [1], [2], [3] に共通して観察されることは、1. 球形の石灰質団球を除いて、石灰質団球の長軸の方向に直角、またはこれに近い角度で節理性の割れ目が生じていて、この割れ目は、石灰質団球の外に延びてゆくことはない。而もこの割れ目に沿つて諸造岩鉱物が破碎されるか、諸鉱物が濃集している。2. 石灰質団球の内核の形と相似形になつて周辺部の岩石が配列していることが多いこと等である。

4. 岩 質

2項で述べた石灰質団球の産状にもとづいて、その造岩鉱物の諸性質について記述する。

[1] 黒雲母混成岩（或は片麻状—黒雲母混成岩）と黒雲母ホルンフェルスとの縞状構造を示す部分のうち黒雲母ホルンフェルス中のもの。

黒雲母混成岩の性質：グラノプラステック構造を示す。斜長石、黒雲母、石英、磁硫鉄鉱、榴石、イルメナイト、ゆうれん石から成る。斜長石：自形性強く An_{28} , An_{29} , An_{31} を示す。黒雲母：X…淡褐色、Y=Z…チョコレート褐色、 $\gamma \sim 1.635$ 。石英：他の鉱物の間を充填する。磁硫鉄鉱、榴石、イルメナイト：いづれも黒雲母と密接に関連して生成せられたものである。ゆうれん石：無色で斜長石に包有される傾向がある。

上記の産状を示す石灰質団球の石灰質鉱物の形成の程度に応じて3つの段階に分けて述べる。

A 石灰質鉱物の濃集の程度の低いもの。

第2図aは、石灰質団球の長軸の方向の端部を示した。細粒斜長石から成る微褶曲があり、石灰質団球の内部に向つて微褶曲の頂端から延長する破碎状われ目（第2図aの3）により異質の二つの部分（第2図aの2, 4）に分れて、更に微褶曲の翼の部分（第2図aの5）が異質の岩質になつている。石灰質団球の外側は、黒雲母ホルンフェルスとなつている（第2図aの1）。

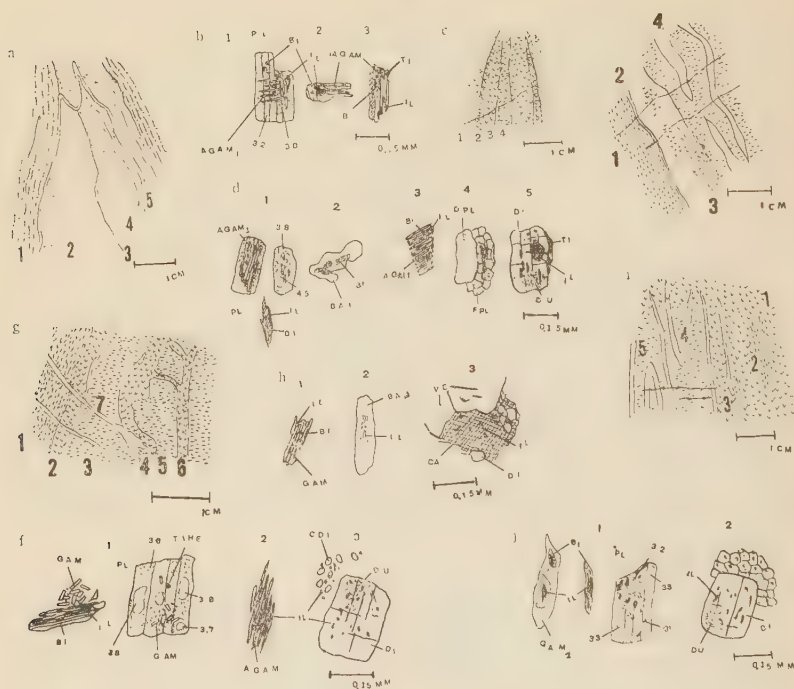
1 黒雲母ホルンフェルス（第2図aの1）粗粒の黒雲母ホルンフェルスで斜長石、黒雲母、磁硫鉄鉱、イルメナイト、チタン鉄鉱から成っている。斜長石： An_{26} , An_{27} , An_{30} , An_{31} , An_{32} を示す。黒雲母：X…淡褐色、Y=Z…チョコレート褐色、 $\gamma \sim 1.620$ 。黒雲母の内部或は周辺部は、部分的に黒雲母が溶解して諸鉱物を排出している¹⁾。磁硫鉄鉱、イルメナイト、チタン鉄鉱：何れも微晶で再結晶し黒雲母の消耗と密接な関係をもっている。

この岩石で注意すべきは、微晶の斜長石、黒雲母、淡緑色角閃石より成る小形のクロット状密集塊が多数観察され、不規則な形を示していて斜長石に包みこまれるか或は諸造岩鉱物の間を充填している。この小形のクロットは、次の2で述べる黒雲母ホルンフェルス圧砕岩に近づくとも量になつてくる傾向があり、粒球状の淡緑色角閃石が黒雲母の消耗と共にできている。このような淡緑色角閃石骸骨の形成については、既にその詳細を記載した²⁾。

1) 浅井宏：地質，62，177～188，1956。岩鉱，40，93～103，1956。岩鉱，40，245～249，1956。岩鉱，41，97～106，1957。岩鉱，41，246～253，1957。

2) 浅井宏：岩鉱，投稿中，1958。

第 2 図



- a 石灰質鉱物の濃集程度の低い石灰質団球。1 黒雲母ホルンフェルス, 2 黒雲母ホルンフェルス圧砕岩, 3 黒雲母イルメナイト岩, 4 繊維状淡黄緑色角閃石—黒雲母ホルンフェルス圧砕岩, 5 含榍石—イルメナイト—繊維状淡緑色角閃石—黒雲母ホルンフェルス圧砕岩。
- b 黒雲母ホルンフェルス圧砕岩の斜長石 (PL), 繊維状淡黄緑色角閃石 (AGAM₁), 繊維状淡緑色角閃石 (AGAM), 黒雲母 (BI), イルメナイト (IL), 榍石 (TI) の性状, 数字は斜長石の灰長石成分 (以下同)。
- c 石灰質鉱物の濃集の中程度の石灰質団球。1 黒雲母ホルンフェルス圧砕岩, 2 黒雲母—褐色角閃石—斜長石岩, 3 繊維状淡緑色角閃石—斜長石岩, 4 含繊維状淡緑色角閃石—透輝石—斜長石岩。
- d 石灰質鉱物の濃集の中程度の石灰質団球の斜長石。汚濁斜長石 (DPL), 新鮮な斜長石 (FPL), 繊維状淡黄緑色角閃石, 繊維状淡緑色角閃石, 褐色角閃石 (BAM), 黒雲母, 透輝石 (DI), 榍石, 斜長石分解物 (DU) の性状。
- e 石灰質鉱物の濃集の程度の高い石灰質団球。1 黒雲母ホルンフェルス圧砕岩, 2 黒雲母ホルンフェルス圧砕岩を含む石英—繊維状淡緑色角閃石—斜長石岩, 3 黒雲母ホルンフェルス圧砕岩, 4 斜長石—透輝石岩。
- f 石灰質鉱物の濃集の程度の高い石灰質団球の斜長石。黒雲母, 骸晶淡緑色角閃石 (GAM), 繊維状淡緑色角閃石, 粒状化透輝石 (CDI), 透輝石, イルメナイト, チタン赤鉄鉱 (TIHE), 斜長石分解物の性状。
- g 繊維状淡緑色角閃石—トナール岩質混成岩に包有される石灰質団球。1 含

2 黒雲母ホルンフェルス圧砕岩 (第2図 a の 2) 部分的にホルンフェルス構造を示すが大部分は圧砕せられて粒状化し不定形の黒雲母及びイルメナイトが集つている。黒雲母、斜長石、イルメナイトから成る。黒雲母：不定形の密集塊である。X…淡褐色，Y=Z…褐色， $\gamma \cdots 1.615 \sim 1.625$ 。斜長石： An_{26} ， An_{29} ， An_{35} を示す，部分的に新鮮な斜長石が形成されて塩基性になつている¹⁾。イルメナイト：自形を示さない。

3 黒雲母イルメナイト岩 (第2図 a の 3) 黒雲母，イルメナイトの密集小帯の部分の岩石である。黒雲母：X…淡褐色，Y=Z…チョコレート褐色， $\gamma \cdots 1.625$ を示す。イルメナイト：不定形密集塊で黒雲母の消耗した事と密接な関連をもつていることを既に述べた²⁾。

4 繊維状淡黄緑色角閃石—黒雲母ホルンフェルス圧砕岩 (第2図 a の 4) 圧砕せられて自形性が極めて低い，概観して赤，緑，灰色を示す。斜長石，繊維状淡黄緑色角閃石，黒雲母，イルメナイトから成る。斜長石： An_{38} 内外を示す。汚染した斜長石の新鮮化の程度が余りいちじるしくない。繊維状淡黄緑色角閃石：黒雲母が濃集して斜長石化をうけて形成せられたものである。この際黒雲母の消耗と共にイルメナイトを残す。X…淡黄色，Y…淡黄色，Z…淡黄緑色， $c \wedge Z \cdots 10^\circ \sim 12^\circ$ ， $n_2 \cdots 1.660$ (第2図 b の 1)。黒雲母：不定形で $n_2 \cdots 1.620$ 。イルメナイト：淡黄緑色角閃石と共生していて粉状を呈する。

5 含榴石—イルメナイト—繊維状淡緑色角閃石—黒雲母ホルンフェルス圧砕岩 (第2図 a の 5) 斜長石，繊維状淡緑色角閃石，黒雲母，イルメナイト，榴石より成る。4で記述したものに比較していちじるしくイルメナイトを有する圧砕岩である。斜長石： An_{48} に達する。汚染したままか或は新鮮化をうけている。繊維状淡緑色角閃石：X…淡緑色，Y…淡緑色，Z…緑色， $c \wedge Z \cdots 12^\circ$ ， $n_2 \cdots 1.650$ 骸晶状を示す。イルメナイト，榴石：イルメナイトの周辺部及び単独に榴石が形成される。何れも黒雲母の消耗の際に残されたものである (第2図 b の 2, 3)。

第2図説明つづき

繊維状淡緑色角閃石—黒雲母ホルンフェルス，2 含繊維状淡緑色角閃石—黒雲母—片状—斜長石—褐色角閃石角閃岩，3 斜長石—透輝石岩，4 斜長石—透輝石—方解石岩，5 ベスプ石—斜長石—透輝石岩，6 粒状—方解石岩，7 斜長石脈状岩。

b 繊維状淡緑色角閃石—トナール岩質混成岩に包有される石灰質円球の黒雲母。散晶緑色角閃石，褐色角閃石，透輝石，ベスプ石 (VE)，方解石 (CA)，イルメナイトの性状。

i 褐色角閃石—繊維状角閃石—トナール岩質混成岩に包有される石灰質円球。1 含黒雲母—片状—斜長石—緑色角閃石角閃岩，2 片状—黒雲母ホルンフェルス，3 片状—汚染斜長石—緑色角閃石角閃岩，4 斜長石脈状岩，5 斜長石—透輝石岩。

j 褐色角閃石—繊維状角閃石—トナール岩質混成岩に包有される石灰質円球の緑色角閃石 (GAM_2)，黒雲母，斜長石，透輝石，斜長石の分解物，イルメナイトの性状。

1) 浅井宏：岩鉱，投稿中，1958。

2) 浅井宏：前出，1956，1957。

以上述べた諸岩石は、黒雲母ホルンフェルスの形成時或はその直後に微褶曲ができ、その微褶曲の内部にいちじるしい黒雲母の濃集がおこり、更に黒雲母の消散がおこり、斜長石が塩基性となり新鮮化し、これと共に繊維状の角閃石が形成されたものである。諸鉱石類はこの際黒雲母の消化と共に残留したものである。

B 石灰質鉱物の濃集の中程度のもの

第2図Cは石灰質団球の長軸の方向の末端部を示した。肉眼では暗緑灰色の部分と暗灰色の部分とがこの順序に内核に向つてできている。この石灰質団球は、互に向きあつた圧砕小帯の内側に石灰質鉱物が密集している。

1 黒雲母ホルンフェルス圧砕岩 (第2図cの1) 緻密な褐色の岩石で斜長石、黒雲母、イルメナイト、磁硫鉄鉱から成る。斜長石： An_{38} , An_{40} , An_{45} , An_{46} を示す。普通の黒雲母ホルンフェルスよりも塩基性の斜長石ができている。黒雲母： X …淡褐色， $Y=Z$ …褐色， γ …1.625，極めて微品の淡黄色角閃石の核晶を伴う。黒雲母の消耗の際形成せられたものである。この淡黄色角閃石は XY …ほとんど無色， Z …淡黄色， $c \wedge Z$ … 10° を示す (第2図dの1)。イルメナイト，磁硫鉄鉱：石灰質団球に接近するとイルメナイトが多量にできている。Aの1の岩石で述べた如く，この岩石も斜長石，淡緑色角閃石，黒雲母の小クロット状の密集塊が上に記した造岩鉱物の間に散点する。

2 黒雲母—褐色角閃石—斜長石岩 (第2図cの2) 粗粒なホルンフェルス構造を示す。部分的に片状—斜長石—褐色角閃石—角閃岩となつている。斜長石，褐色角閃石，黒雲母，イルメナイト，榍石から成る。斜長石： An_{50} 内外を示す。褐色角閃石： X ， Y …淡緑色， Z …淡褐色， $c \wedge Z$ … 15° ， $(-)2V$ … 62° ， n_z …1.660，内部に黒雲母の粒状化したものを包有する。褐色角閃石が形成される以前に黒雲母の存在していた事を示す。黒雲母が消耗し褐色角閃石が形成されイルメナイト，榍石を排出する (第2図dの2)。黒雲母： X …淡褐色， Y …褐色， Z …褐色， γ …1.619，褐色角閃石に包有されたものとそれ以後に形成せられたものがある。イルメナイト，榍石：既にその性状を記載した。

3 繊維状淡褐色角閃石—斜長石岩 (第2図cの3) ホルンフェルス構造を示す部分と圧砕構造を示している部分とがある。斜長石，繊維状淡緑色角閃石，イルメナイト，榍石及びリウコクシンより成る。斜長石： An_{42} ， An_{45} ， An_{54} ， An_{56} を示す。汚染したものが多くが部分的に新鮮化して塩基性の斜長石を形成する。汚染は斜長石の新鮮化よりも以前におこっている。繊維状淡緑色角閃石： X ， Y …淡緑色， Z …やや濃い緑色， $c \wedge Z$ … 20° ， n_z …1.662，黒雲母の粒状化した微品が繊維状淡緑色角閃石の密集塊の内部に残されており，黒雲母がイルメナイト，榍石，リウコクシンを排出して繊維状淡緑色角閃石を形成する (第2図dの3)。このような造岩鉱物の関係は，黒雲母が多量に濃集したミロナイト質黒雲母ホルンフェルスがこのような岩石を形成したものと考えられる。

4 含繊維状淡緑色角閃石—透輝石—斜長石岩 (第2図cの4) 石灰質団球の中央部である。黒雲母ホルンフェルス質圧砕岩の構造を示す。斜長石，透輝石，繊維状淡緑色角閃石，イルメナイト，榍石及びリウコクシンより成る。斜長石： An_{30} ， An_{40} ， An_{42} を示す。3の岩石の斜長石よりも酸性である。しかし，斜長石の粒状化と共に新鮮化の現象が伺われる (第2図dの4)。透輝石：粒状化しているものと自形を示す大形のものとがある。大形の自形性の強いものは，その内部に汚染斜長石の残晶をもっている。透輝石が形成される以前にはその部分に汚染した斜長石が存在していたことを示している (第

2図dの5)。X, Y, Z…ほとんど無色か淡黄褐色, 粒状化している透輝石は淡緑色を呈するものが多い。 $c\wedge Z\cdots 38^\circ\sim 42^\circ$, $(+)2V\cdots 57^\circ$, $n_2\cdots 1.685\sim 1.705$ 。繊維状淡緑色角閃石: 3に述べた繊維状角閃石と同様の性状を示す。但し黒雲母は全く消散してイルメナイト, 榍石及びリウコクシンを残すのみである。イルメナイト, 榍石及びリウコクシン: 既に前記の造岩鉱物の項で述べた。

以上のような各種の造岩鉱物の性状から上記の岩石は, 黒雲母ホルンフェルスの圧碎された部分にこのような性状の岩石が形成されたものである。

C 石灰質鉱物の濃集の程度の高いもの

石灰質圓球の周りの縞状構造を示す黒雲母混成岩, 黒雲母ホルンフェルスはやや強い片理をもっている。第2図eに石灰質圓球の内部の各岩石の配列の状態を示した。

1 黒雲母ホルンフェルス圧砕岩(第2図eの1) 緻密な灰褐色の岩石で斜長石, 黒雲母, イルメナイト, チタン赤鉄鉱から成る。石灰質圓球から遠ざかるにしたがつてホルンフェルス構造が明瞭になり, それに磁硫鉄鉱が加わる。斜長石: An_{20} , An_{36} , An_{37} , An_{38} を示す。新鮮化して塩基性になる(第2図fの1)。黒雲母: X…淡黄褐色, Y…チョコレート褐色, Z…チョコレート褐色, $\gamma\cdots 1.620\sim 1.625$, 消耗して骸晶淡緑色角閃石を形成する(第2図fの1)。イルメナイト, チタン赤鉄鉱: 黒雲母の消散と共にイルメナイト, チタン赤鉄鉱が排出される(第2図fの1)。

2 黒雲母ホルンフェルス圧砕岩を含む石英—繊維状淡緑色角閃石—斜長石(第2図eの2, 3) レンズ状の黒雲母ホルンフェルス圧砕岩が残されている。斜長石, 繊維状淡緑色角閃石, 石英, イルメナイトより成る。斜長石: An_{20} 内外を示す。繊維状淡緑色角閃石: X…淡緑色, Y…淡緑色, Z…やや濃い淡緑色, $c\wedge Z\cdots 22^\circ$, $(-)2V\cdots 62^\circ$, $n_2\cdots 1.660$, 黒雲母の消散と共にイルメナイトを残して形成せられたものである(第2図fの2)。石英: 粗粒でプール状になっている。黒雲母ホルンフェルス圧砕岩は黒雲母, 斜長石の密集塊で黒雲母は典型的な鱗片状を示す。

3 斜長石—透輝石岩(第2図eの4) 石灰質圓球の内核の部分である。無数の斜長石脈状部の小徑褶曲部を有している。透輝石, 斜長石, イルメナイトより成る。透輝石: X, Y, Z…ほとんど無色または淡黄褐色, $c\wedge Z\cdots 42^\circ$, $(+)2V\cdots 45^\circ, 55^\circ, 56^\circ, 63^\circ$, $n_2\cdots 1.685\sim 1.710$, 新鮮なものと然らざるものがあり前者は斜長石脈状部に接した部分に多い。汚染している透輝石は斜長石の汚染部の残品を包有している。また別に粒状化した透輝石が存在する(第1図fの3)。斜長石: An_{18} , An_{21} を示す。イルメナイト: 粒状化しているもの, 再結晶をして鱗片状を示しているものがある。

以上に示した各部の造岩鉱物の性状からこの石灰質圓球は, 黒雲母ホルンフェルスの内部に圧碎構造ができて, このような部分に特に石灰質鉱物が濃集したものである。また透輝石が形成せられると斜長石は酸性になる傾向がある。いづれにしてもこの岩石は, 黒雲母ホルンフェルスから変成した岩石である。

[2] 黒雲母混成岩(又は片麻状—黒雲母混成岩), 繊維状淡緑色角閃石—トナール岩質混成岩などに包有されているもの。

繊維状淡緑色角閃石—トナール岩質混成岩の性質: 粗粒なグラノブラスチック構造を示す。斜長石, 黒雲母, 繊維状淡緑色角閃石, 繊維状淡黄色角閃石, 石英, イルメナイト, 磁硫鉄鉱, チタン赤鉄鉱, 榍石から成る。斜長石: An_{27} , An_{28} , An_{30} , An_{31} ,

An_{35} , An_{38} を示す。部分的に斜長石が圧砕せられてミルメカイトを生ずる。黒雲母 : X …淡黄褐色, Y …褐色, Z …褐色, γ …1.635。繊維状淡緑色角閃石, 繊維状淡黄色角閃石 : X , Y …ほとんど無色, Z …淡緑色～淡黄色, $c \wedge Z$ … 24° , $(-)$ $2V$ … 75° , n_2 …1.663 を示し大部分は密集塊となつている。石英 : 他の諸鉱物の間を充填する。イルメナイト, 磁硫鉄鉱, チタン赤鉄鉱, 榍石 : いづれも黒雲母の周辺部又は内部に, 形成される機構をよみとることが出来る。黒雲母の消化と密接に関係したものである。

以上のような岩石に包有された石灰質団球は, いづれも周囲に1mm内外のやや粗粒な黒雲母ホルンフェルスをもつている。この石灰質団球の一部を第2図gに示した。

1 含繊維状淡緑色角閃石—黒雲母ホルンフェルス (第2図gの1) やや粗粒のホルンフェルス構造を示す。斜長石, 黒雲母, 繊維状淡緑色角閃石, 磁硫鉄鉱, イルメナイトから成る。斜長石 : An_{31} , An_{38} , An_{40} , An_{41} , An_{45} , An_{56} , An_{57} を示す。黒雲母 : X …淡褐色, Y , Z …チョコレート褐色, γ …1.620。繊維状淡緑色角閃石 : X , Y , Z …淡緑色, $c \wedge Z$ … 12° , n_2 …1.660。磁硫鉄鉱, イルメナイト : 黒雲母が消耗して排出したものである。

2 含繊維状淡緑色角閃石—黒雲母—片状—斜長石 褐色角閃石岩 (第2図gの2) 褐色角閃石, 斜長石, 黒雲母, 繊維状淡緑色角閃石, イルメナイトより成る。褐色角閃石 : X …淡緑褐色, Y …チョコレート褐色, Z …チョコレート褐色, $c \wedge Z$ … 18° , $(-)$ $2V$ … 65° , n_2 …1.665。斜長石 : An_{40} , An_{45} , An_{57} , An_{60} を示す。黒雲母 : 鱗片状で残品である, γ …1.610。繊維状淡緑色角閃石 : X …淡緑色, Y , Z …緑色, $c \wedge Z$ … 17° , n_2 …1.664。黒雲母を包有しイルメナイトと共生する (第2図hの1, 2)。イルメナイト : 再結晶の程度が高い。

このような片状—斜長石角閃岩は, Bの2で述べた黒雲母—褐色角閃石—斜長石岩と同様の生成機構をもつていて黒雲母ホルンフェルスが変成して形成せられた。尚片状—斜長石—角閃岩の形成機構については既に詳述したのでここでは述べない¹⁾。

3 斜長石—透輝石岩 (第2図gの3) 粒状構造を示す。透輝石, 斜長石, イルメナイトより成る。透輝石 : X , Y , Z …ほとんど無色, $c \wedge Z$ … $38^\circ \sim 40^\circ$, $(+)$ $2V$ … 52° , 62° , 72° , n_2 …1.695～1.729 を示す。粒状化した透輝石と自形性の強い透輝石がある。汚染した斜長石の残晶を包みこむことがある。斜長石 : An_{20} , An_{22} , An_{23} を示し新鮮である。イルメナイト : 結晶度が高い。この岩石の各造岩鉱物の性状は, Cの4で述べた岩石と同様の形成機構をもつている。

4 斜長石—透輝石—方解石岩 (第2図gの4) 粒状構造を示す。方解石, 透輝石, 斜長石イルメナイトより成る。方解石 : プール状又は脈状に密集する。他の鉱物を包有し最終期に形成された鉱物である。0112の葉状構造が発達する (第2図hの3)。透輝石 : その性状は, 既述の透輝石と同様の性質を示す。斜長石 : 新鮮で An_{20} を示す。イルメナイト : 鱗片状のものが多く。

5 ベスプ石—斜長石—透輝石岩 (第2図gの5) 粗粒な粒状構造を示す。透輝石, 斜長石, ベスプ石, イルメナイトより成る。透輝石, 斜長石 : 4と同様の性状を示す。ベスプ石 : 淡褐色で劈開が少い, α …1.729, ε …1.727, $\alpha - \varepsilon = 0.002$, 一軸性負 (第2

1) 浅井宏 : 前出, 1958.

図 h の 3)。イルメナイトを包有することがある。

6 粒状—方解石岩 (第 2 図 g の 6) 粒状化した方解石とイルメナイトの密集塊である。脈状になつていて上述の諸造岩鉱物の最終期の形成にかかつている。

7 斜長石脈状岩 殆んど斜長石より成る。前述の各種の岩石を切つた如くなつて形成せられる。石灰質団球の部分では An_{30} 程度を示し、黒雲母ホルンフェルスの部分では An_{51} , An_{61} を示している。

以上の諸岩石の造岩鉱物の性状からこの石灰質団球は、黒雲母ホルンフェルス形成の時代にその中に部分的に圧砕作用のはげしい部分が生じ、この部分に諸鉱物が形成せられたものと考えられる。黒雲母ホルンフェルス中の黒雲母が濃集すると共に消散し多量のイルメナイトを放出し、鱗片状イルメナイトに再結晶した。またこの現象に次いで透輝石、ベスブ石、方解石が形成せられた。このような部分は、斜長石は酸性の斜長石に止つてゐる。方解石の石灰質団球内の分布の形は、団球内の微褶曲構造に関連をもつてゐる。

[3] 褐色角閃石—繊維状角閃石—トナール岩質混成岩に包有せられるもの。褐色角閃石—繊維状角閃石—トナール岩質混成岩の性質：粗粒なグラノブラステック構造を示すが部分的に、斜長石の自形性の強い構造を示す。斜長石、石英、褐色角閃石 (部分的に緑色角閃石)、繊維状淡黄色角閃石、無色角閃石、黒雲母、燐灰石、ゆうれん石、イルメナイト、磁硫鉄鉱、ジルコンから成る。斜長石：大形のものは An_{30} , An_{31} , An_{32} , An_{33} , An_{35} , An_{38} , An_{48} を示し An_{32} 内外のものが多く、小形のものは、 An_{38} , An_{39} , An_{42} を示し An_{38} 内外のものが多く。石英：他の諸造岩鉱物の間を充填する。褐色角閃石：X…淡褐色、Y…褐色、Z…褐色、 $c \wedge Z \cdots 22^\circ$, (—) $2V \cdots 64^\circ \sim 87^\circ$, $n_2 \cdots 1.665$ 。繊維状淡黄色角閃石：X…淡黄色、Y…淡黄色、Z…やや淡い黄色、 $c \wedge Z \cdots 10^\circ \sim 13^\circ$ (—) $2V \cdots 70^\circ, 76^\circ, 84^\circ$, $n_2 \cdots 1.662 \sim 1.664$ 。無色角閃石：X, Y…ほとんど無色、Z…明るい黄色、 $c \wedge Z \cdots 10^\circ$, (+) $2V \cdots 10^\circ, 40^\circ$, $n_2 \cdots 1.664$ 。黒雲母：X…淡黄色、Y…褐色、Z…褐色、 $\gamma \cdots 1.635$ 。燐灰石、ゆうれん石、イルメナイト、磁硫鉄鉱、ジルコン：副成分として散点する。特にイルメナイトは黒雲母と密接に関連して形成する。

以上に述べたトナール岩質混成岩中に観察される石灰質団球の性状を第 2 図 i に示した。石灰質団球の外側は、黒雲母ホルンフェルスが観察されず黒雲母ホルンフェルスを残構造にもつ片状—斜長石角閃岩となつてゐる。石灰質団球の内部は微褶曲構造が重なつてその内側に至るにしたがつて石灰質鉱物が濃集する傾向があつて、石灰質鉱物がこのような部分に濃集しよ事を示している。

1 片状—黒雲母ホルンフェルスのクロットをもつ含黒雲母—片状—斜長石—緑色角閃石角閃岩 (第 2 図 i の 1, 2) 片状構造を示す緑色の岩石である。緑色角閃石、斜長石、黒雲母、イルメナイトより成る。緑色角閃石：X…淡緑色、Y…淡緑色、Z…緑色、 $c \wedge Z \cdots 18^\circ$, (—) $2V \cdots 60^\circ$, $n_2 \cdots 1.661 \sim 1.663$ を示す。イルメナイトと密接に関係して品出している。淡緑色角閃石は黒雲母の消耗と共に斜長石との交互作用の結果形成せられている。斜長石： An_{31} , An_{32} , An_{33} を示す。黒雲母：X…淡褐色、Y, Z…褐色、 $\gamma \cdots 1.620$ 。イルメナイト：黒雲母の消耗の際に排出したもので散点する (第 2 図 j の 1)。以上のような事実は、この片状—斜長石角閃岩が黒雲母ホルンフェルスから変成したものである事を示している。片状—斜長石角閃岩の形成機構については既に詳述したので¹⁾ ここでは

重ねて記載しない。

2 片状—汚濁斜長石—緑色角閃石角閃岩 (第2図iの3) 肉眼ではやや灰緑色の岩石であるが1に示した片状—斜長石角閃岩と同様の性状を示す。汚濁斜長石が多い、斜長石の新鮮化の不十分な部分である。

3 斜長石脈状岩 (第2図iの4) 微褶曲構造をつくっている。その褶曲の頂部に至るにしたがつて石灰質鉱物が濃集していることは注意せられねばならない。 $An_{20} \sim An_{32}$ を示す。

4 斜長石—透輝石岩 (第2図iの5) 粒状構造いちじるしく微褶曲の頂部近くがこの岩石で占められている。透輝石、斜長石、イルメナイトより成る。透輝石: X, Y, Z…殆ど無色, $c \wedge Z \dots 38^\circ \sim 42^\circ$, $(+) 2V \dots 62^\circ, 67^\circ$, $n_g \dots 1.695 \sim 1.720$, 汚染した斜長石の残構造を包有する (第2図jの2)。イルメナイト: 再結晶をして鱗片状になつている。

以上に示した造岩鉱物の性状からこの石灰質団球は、黒雲母ホルンフェルスを原岩としてその内部に微褶曲構造が出来てこの微褶曲の頂部の重なっている部分が他に比べて石灰質鉱物が濃集したものである。この際黒雲母の濃集と消散とが他の石灰質鉱物が形成される先驅的現象となつている。

5. 総 括

以上に詳述した各種の石灰質団球の産状及び造岩鉱物の性状から、これらの石灰質団球は、それぞれ異つた条件の下におかれた黒雲母ホルンフェルスのなかの特に微褶曲構造の頂部が多く集つた部分か或は互に向きあつた弧状のレンズ状圧碎小帯の内部かまたは部分的な小規模の圧碎部などが變成して形成せられたものである。原岩石にあつた石灰質団球が變成作用をうけてこのような岩石になつたものではない。いつれの石灰質団球も黒雲母ホルンフェルス形成期に、このような微褶曲構造、相向きあつた圧碎小弧、小圧碎帯がそれぞれで、この部分に黒雲母が濃集し次いで消散して主としてイルメナイトを残している。この黒雲母の運動に伴い斜長石は一般に汚染せられて、次いで部分的に新鮮化し塩基性の斜長石を形成する。但し透輝石が形成せられるようになるとかえつて新鮮な酸性の斜長石が形成せられることがある。各種の角閃石は、いずれもこの微褶曲、圧碎小弧、小圧碎帯に集つた黒雲母が消散し、主としてイルメナイトを残して、斜長石との交互作用の結果形成せられた。既述の如く黒雲母はこのような部分では、不安定になり、消散し主としてイルメナイトを、副次的に榍石を残している。透輝石は、いずれも上述の如き形成機構をもつ斜長石と濃集した黒雲母の消耗と共に形成せられたものである。方解石は、以上の諸鉱物のうちでは比較的後期に形成されたもので脈状、ブール状になつて形成せられる。このような微褶曲の頂部、圧碎小弧、圧碎小帯に石灰質鉱物が濃集する事實は、注意せられねばならない。また、このような運動のあらわれ方が周りの粗粒な珪長質變成岩の運動時の影響であるという証拠はない。

變成岩中の石灰質団球が原岩石の石灰質団球が變成作用をうけたものではなくて、一種の變成分化の現象に帰せらるべきである事實について既に野沢保¹⁾が示した。また普通にいわれる堆積岩中にもこのような石灰質団球が形成せられることを村山正郎²⁾、上村不

1) 野沢保: 地調月報, 4, 305~312, 1953.

2) 村山正郎: 地質, 57, 326, 1951. (要旨)

二雄等¹⁾が指摘した。

本邦に於いて変成岩中の石灰質団球の変成現象について鈴木醇²⁾、鈴木淑夫³⁾が記載した。また木崎甲子郎⁴⁾は、球形の石灰質団球の性状を予察した。日本の変成帯の各地に認められる球状岩の一部と上記の如き石灰質団球とを変成以前から存在する石灰質凝結物、塩基性岩にその起源を求めている場合がある。本稿に述べた石灰質団球は、黒雲母ホルンフェルス形成期の変成分化作用の結果形成せられ後に粗粒な珧長質変成岩に包有された産状を示したものである。日高変成帯の塩基性岩中にはさまれた如き産状を示す小規模の珧長質変成岩中に石灰質団球がよく見られることは、黒雲母ホルンフェルス期に、この部分が比較的容易に既述の如き運動型式をうけたものである事を示している。このような事実にもとづいた考えは、より多くの南部日高変成帯の諸現象を具体的に矛盾なく解釈し得るものと思われる。

藍閃石片岩相について

Historical outline of the study on glaucophane schists

関 陽太郎 (Yôtarô Seki)*

Glaucophane problem, that is the origin of glaucophane schists has come recently to be one of the most important and attractive problems in petrology in the world. Here, (1) the mineralogical, petrographical and chemical properties of the glaucophane schists and (2) the historical outline of the investigation of glaucophane schists during the past one hundred years will be briefly described.

It is pointed out that the hypothesis of "glaucophane schist facies" proposed by P. Eskola in 1929 and 1939 has been recently proved through the geological and petrological studies on glaucophanitic regional metamorphic terrains in Corsica, Celebes and Japan and the experimental and thermodynamic studies performed by American petrologists during the past ten years.

序

最近 10 年間に、藍閃石片岩の成因が、わが国をはじめ世界の岩石学界の重要な課題となってきた。本文では、藍閃石片岩とはどういうものか、その研究はどのように進められ

1) 上村不二雄・河野義礼・沢村孝之助・砂田一郎・大沢稔・中田タマ：地質，58，271，1952。（要旨）

2) Suzuki J.：前出，1934.

3) 鈴木淑夫：地質，52，665～679，1956.

4) 木崎甲子郎：前出，1957.

* 埼玉大学文理学部地学教室

てきたか、今後の問題は何かという点を明らかにしたい。

この報告をかくにあたり、東京大学の都城秋穂助教授と坂野昇平の両氏からは多くの有益な教示をいただいた。ここにあつく感謝する。

藍閃石片岩とはどういうものか

ここで藍閃石片岩と呼ぶものは、独特の青紫色の多色性をもつ藍閃石質角閃石を含む変成岩をいう。従つて、藍閃石と組合う他の種類の鉱物の如何によつて、藍閃石・ローソン石片岩とか、藍閃石・エビドート片岩とか呼ばれているもの総てを含み、又必ずしも片状であるとは限らず、全く塊状のものも含める。アルカリ角閃石も藍閃石プロパーのものばかりでなく、多少ともリーベカイト成分を含む場合もある。

このような岩石に普通見出される鉱物としては、次のようなものがある：藍閃石質角閃石（今後は、単に藍閃石とよぶ）、ザクロ石、エビドート、パンベリー石、ローソン石、ルチール、チタナイト、陽起石、白雲母、緑泥石、曹長石質斜長石、石英、方解石。此等の中、藍閃石片岩又はそれを産する変成域にのみ産する鉱物がある。それは藍閃石とローソン石とである。パンベリー石も、藍閃石片岩を産する変成域にしばしば見出されるが、その他の、低変成域からも報告されている。また藍閃石片岩の中で、安定であるかどうかはつきり判らないが、クロリトイド、ヒスイ、エザリン輝石がしばしば藍閃石片岩の中に見出されている。此等の鉱物の中、ヒスイは藍閃石片岩を産する変成域独特のものである。

クロリトイド、ローソン石、パンベリー石、ザクロ石、エビドート及びヒスイは、比較的大きな比重をもつ鉱物であり、此等及び他の鉱物には、何れも低温鉱物と呼ばれ得るものが多い事は注目に値する。

藍閃石片岩の原岩に、塩基性火山岩、同凝灰岩、同半深成岩、同深成岩、珪質水成岩等が普通であるが、他に、泥岩、砂岩等から藍閃石片岩が生じたと報告されている事もある。

藍閃石片岩のみがもつ化学成分上の特徴はない。勿論、岩石の中に、 Na_2O が存在する事は藍閃石片岩形成に必要であろうが、岩石として、他の変成岩よりはるかに多量の Na_2O を含むといった事はない。その他の成分についてみても、藍閃石片岩独特の化学組成と呼ぶ事ができるようなものはない。

藍閃石片岩は、常に低度の広域変成作用を受けた地域に産し、多くの場合、その広域変成作用の産物である。蛇紋岩の貫入による接触変成作用の結果できたといわれる藍閃石片岩もあるが、これも広域変成域内での出来事である。花崗岩質火成岩と関連した広域変成域には、藍閃石片岩は見出されない。

藍閃石片岩の研究史

この 100 年間を、藍閃石片岩の研究に関して、いくつかに分し、順次それぞれの時代の特色を、岩石変成論の発達を背景にして、記述しよう。

(A) 1901 年まで：1901 年は、H. S. Washington による藍閃石片岩の化学成分の研究が発表された¹⁾ 年である。この時までには、次の多数の地域から、藍閃石片岩が報告されている。ギリシヤ、クロアチア、イギリス、アルプス、コルシカ、フランス（ブリタニー海岸）、ニューカレドニア、セレベス、カリフォルニア、ヴェネゼラ、および日

1) Washington, H. S. : Am. Jour. Sci., 11, 35~59, 1901.

本の三波川変成帯。

これらの各地の藍閃石片岩の研究は、何れも藍閃石片岩の鉱物組成、化学成分を調べたり、藍閃石片岩のまわりのごく限られた地域の地質学的・岩石学的記載に止まっていた。又、単なる「動力変成作用による」、「蛇紋岩貫入岩による接触作用」又は「アルカリ岩の変質」などの成因が述べられているにすぎない。然し、このような時代にも、次の2つの、藍閃石片岩研究上の見のがせない業績があつた。(1) カリフォルニアの藍閃石片岩の中からローソン石が発見されたこと¹⁾。ローソン石は1897年にはアルプス、シシリ、ニューカレドニアの藍閃石片岩でも見出され、藍閃石片岩に密接に伴う鉱物の一つとして注目されるようになった。(2) Rosenbusch は、1897年、“Zur Deutung der Glaukophane-gesteine” という論文で²⁾、「全く同じ化学成分を持ち乍ら、ある場合には角閃岩になり、ある場合には藍閃石片岩になる理由」を追及した。この間に対して、彼自身は、十分な解答をしていないが、提起された問題は、非常に重要で、藍閃石片岩研究の核心をつくものであつた。

今世紀に入る前の体系的な変成理論としては、Sederholm (1891) による“Studien über archaischen Eruptivgesteine” がめだつのみであつた。Sederholm の主な研究対象を考えると、当然のことであるが、彼は藍閃石片岩については一つも述べていない。

上に述べたような状況の中で、藍閃石片岩をまとめた Washington³⁾ は次のような注目すべき結論を出した：(1) 藍閃石片岩は、塩基性火成岩又は凝灰岩源のものと、珪質水成岩源のものが主である。(2) 藍閃石片岩は、広域変成作用の結果できたものの他に、蛇紋岩貫入の接触変成作用によるものがある。然し、両者は、まとまって、一つの変成域を構成する。(3) 藍閃石片岩形成には、普通の緑色片岩や角閃岩を作る条件とは違つた物理条件が必要で、化学成分とか、変成作用の時代等は重要な要素とはいえない。

(B) 1902~1921：前にふれた Sederholm の考えは、更に1904年に Grubenmann によつて改良された。Grubenmann は、結晶片岩を三つの帯、即ち、上帯、中帯、深帯のものに分け、之に変成岩の化学成分上の特徴を加味して“Die Kristallinen Schiefer”を出した。変成条件を地殻内での深さと直接結びつけるという単純さを持ち乍らも、初めて藍閃石片岩が他の結晶片岩中で、変成条件を考えながら位置づけられたという点で、特記されよう。Grubenmann は、イギリスやアルプスの藍閃石片岩が、ほかの緑色片岩と共に“最上部の結晶片岩”、即ち、低温・低圧の結晶片岩であると述べたのである。Grubenmann の著作は、その死後、Niggli によつて書き改められた“Die Gesteinsmetamorphose” (1924) において更にくわしく吟味されたがここでも藍閃石片岩については、特に何も書かれていない。

北欧においては、上に述べた大陸の岩石学者や、後で述べるイギリスの学者たちの変成理論とは違つたものが、20世紀の初めから組立てられつつあつた。それは、V.M. Goldschmidt (1911) や Eskola による変成岩の化学平衡論の導入である。そして Eskola

1) Hansome, F.L. : Bull. Dept. Geol. Univ. Calif., 1, 193~240, 1894; 301~312, 1895. Hansome, F. L., Palache C. H. : Bull. Dept. Geol. Univ. Calif., 1, 181~182, 1894.

2) Rosenbusch, H. : Sitz. Ber. der Preusz. Wiss., XLV, 1898.

3) Washington, H.S. : 前出, 1901.

は 1921 年にはじめて変成相という考えを提出した¹⁾。

彼らはその頃まで、主として北欧の変成岩の研究に力を注いでいたので、エクロヂャイトについては相当豊かな知識をもっていたが、藍閃石片岩について具体的にはほとんど知らなかつたらしい。ドイツ学派の深度理論より遙かに合理的で、かつ實際的な、この“鉱物相”の考えに、はじめて藍閃石片岩がはいりこんだのは、1929 年の Eskola の論文²⁾である。

今世紀の初め頃には、ヨーロッパ大陸や北欧とは別に、イギリスのスコットランド高地の広域変成岩が、Barrow 等によつて研究されていた。そこでは“Index Minerals”によつて不変成岩(帯)から最高度の変成岩(帯)までがみごとに分帯された。この仕事は Tilley, Harker らによつてひきつがれた³⁾。

上にのべたような岩石変成論の流れの中で、1902~1921 年の 20 年間には、アルプス、カリフォルニア、オーストラリア東部とトルコの藍閃石片岩の記載その他のみで、藍閃石片岩の成因については特記すべきものはなかつた(文献略)。

(C) 1922~1945 : イギリスで発生した“Index Minerals”又は“Isograde, Isograd”の考えは、1924~1925 年頃はほぼ完成し、そののち急激に、広く世界各地の広域変成域の研究に適用されるようになった。然し、このイギリス派の変成論は、藍閃石片岩の研究には、ほとんど影響を与えなかつた。藍閃石片岩を含む変成域は、“Index Minerals”の概念を用いて未だに十分に研究されることがないのである。その理由については後で論ずることにしよう。イギリス派によつて書れた変成岩の著作として第一に挙げられるのは A. Harker の“Metamorphism”(1932)である。優れた岩石学者として、ドイツ、イギリスおよび北欧での変成論の発達の中に生きた Harker のこの著作は、注目に値する意見を数多く含んでいるが、藍閃石片岩については、僅かのページきりさかれず、“アルカリ岩の広域変成作用”の項で藍閃石片岩の鉱物組成と産状の幾つかが紹介され、それらはスピライトと呼ばれるアルカリ岩が広域変成作用をうけた時に生じたといひ、“Na₂O の添加”の項で、一部の藍閃石片岩の形成には Na の添加が必要であろうとのべているにすぎない。

他方 1939 年、Eskola によつて鉱物相理論が美事な形でまとめられた⁴⁾。変成論の中で、藍閃石片岩が、相当重要な位置をしめるようになったのは、この Eskola の著作があらわれた時であつた。彼は、ここで、藍閃石、ローソン石、パンベリー石、ザクロ石などで特徴づけられる低度結晶片岩の形成条件に対して、“藍閃石片岩相”という独立した名称を与え、それが低温、高压の条件であろうと述べた。Eskola はこの他に、藍閃石片岩の、世界における分布の特徴、先カンブリア紀の基盤山脈における欠如、藍閃石片岩相が更に亜相に分けられる可能性を指摘した。

Eskola の提案と意見は、天才的といつてよいほどの見通しであつた。然し、彼の藍閃

1) Eskola, P. : 前出, 1921.

2) Eskola, P. : Geol. For. i Stockholm Forh., 1929.

3) Tilley, C. E. : Geol. Mag., **61**, 167~171, 1924; Geol. Soc. London Quart. Jour., **81**, 100~112, 19.

4) Eskola, P. : “Metamorphische Gesteine” in “Die Entstehung der Gesteine” Berlin, 1939.

石片岩相という考えは 1945 年頃までは一般には無視され、又は無理解のうちにほうむられていた。

1954 年頃迄は、次の 2 点を除いては、藍閃石片岩の研究は、相変わらず、1920 年以前と同じような記載的な段階にあつた。(成因的には、アルカリメタソマティズム、蛇紋岩の貫入接触などの意見が個々の記載ごとに少しづつニュアンスを変え乍ら主張された) (1) アルカリ角閃石の研究の進歩 (詳しいことは都城の論文¹⁾を参照されたい)。(2) パンベリー石の発見。1925 年、変質玄武岩中から発見されたこの鉱物は、エビドートとかなり似た化学成分を持っていて、しかも、水の量がエビドートより遥かに多い点で注目すべき鉱物であつた。之はそののち 1945 年までに西インド諸島、カリフォルニア、フィンランド、オタゴ (ニュージーランド)、ウラル、関東山地、カムイコタンなどの地域の緑色変成岩から発見された。又 1936 年には、Quitow は、アルプスでパンベリー石を発見し、あわせてそれまでに知られていたパンベリー石に関するデータをまとめ、この鉱物は、常に低温変成 (変質) 作用によつて生じ、かつ、藍閃石片岩を産する広域変成域に多いことを指摘した²⁾。

1922~1945 年の間に公表された藍閃石片岩の研究地域は次のようであり、はじめの 6 カ所は此の時代に新たに知られた地域である：ウラル、ドイツ西部、北カラブリア、キューバ、ジャヴァ、セルビア、アルプス、コルシカ、日本、カリフォルニア、セレベス、ニューカレドニア (文献略)。

日本の三波川、三郡、カムイコタンの各変成帯の藍閃石片岩に関する知識は、鈴木、自在丸、堀越らの研究によつて 1930~1936 年の間に急激に増大し、特に鈴木の記事は、海外にも多くの反響を呼んだ。然し、成因という点では、鈴木が蛇紋岩の貫入、アルカリメタソマティズムを強調したのを除いては、ほとんどふれられなかつた。

(D) 1946~1951：この時代は、オランダ人、フランス人たちによるアルプス、コルシカ、セレベスの研究結果が公表された時期で、又、カーネギー研究所における藍閃石片岩問題と関連をもつた高压実験結果が発表されはじめた時である。

1946 年、Routhier の西アルプスの研究³⁾。之は、藍閃石片岩が岩石片又は極く狭い範囲の調査研究からぬけ出た始のものとしてやや注目に値する。

1947 年、オランダの岩石学者達は、Brouwer にひきいられた探検隊の得た資料によりセレベス島、ボルネオ島の変成岩の研究結果を公表し⁴⁾、此等の島々では、藍閃石片岩を含む低度変成岩の分布地域と、藍閃石片岩を産しないエビドート角閃岩相~角閃岩相の変成域とがはつきり地域的に区別され得、藍閃石片岩の分布地域が、更に、いくつかの帯、又は亜相にわけられる可能性があるとのべた。

この年、Turner は、Eskola の“藍閃石片岩相”という独立した変成相の提案 (前述)

1) Miyashiro, A. : Jour. Fac. Sci. University of Tokyo, Sec II, 58~83, 1957.

2) Quitow, H. W. : Zentralbl. Min., Abt. A, 39~46, 1936.

3) Routhier, P. : Bull. Soc. France Min., 69, 99~150, 1946.

4) Egeler, C. G. : Geol. Exp. in the Island of Celebes. Amsterdam, 1947.

Brouwer, H. A. : 同上, 1947. De Roever, W. P. : 同上, 1947.

に反対し、“藍閃石片岩形成には、特殊な化学的条件が必要である”と主張した¹⁾。Turner 自身は、いまだに、藍閃石片岩の研究には、具体的には何一つ寄与していないけれども、この Turner の考えは、当時又はそれ以後の人々に相当な影響をあたえた。

1948 年コルシカ島東部の藍閃石片岩の研究²⁾、ヴェネゼラ北部の藍閃石片岩の研究³⁾が発表された。Egeler らは、コルシカ島東部の藍閃石片岩を含む広域変成岩地域が、ローソン石とエビドートの安定関係によつて 2 つの亜相に分けられると述べた。

1949 年、浅井が、三波川変成帯の中で、ローソン石を発見した⁴⁾。

1950 年、ヴェネゼラ北部の藍閃石片岩の研究⁵⁾、カルフォルニアでのヒスイの最初の発見⁶⁾、およびコルシカ東部の構造的研究所⁷⁾などの他に、次の 2 つの注目すべき論文が出た。(1) Yoder によるヒスイに関する総括的論文⁸⁾。この論文では、その頃までに判っていたヒスイに関する殆んどすべてのデータが紹介され、更に、ヒスイの生成条件が理論的に考察された。 $\text{Ne} + \text{Ab} \rightarrow 2\text{Jd}$ の反応にあまり重点がおかれすぎたこと、実験データが不十分であつたこと等幾つかの欠点をもち乍らも、それ以後のカーネギー研究所での高圧実験の指針の一つとなつた点、この論文は極めて重要である。この論文で、1939 年の河野による小滝地方のヒスイの記載は、はじめて世界的な意義をもつことが紹介された。(2) de Roever による東南セレベス島の広域変成岩の研究⁹⁾。de Roever は、藍閃石片岩相という独立の物理条件(低温、高圧)の変成相をつよく支持し、セレベス島には、ローソン石・藍閃石片岩亜相と、ザクロ石・ローソン石・藍閃石片岩亜相とがあり前者は後者よりさらに低温であり、不変成岩に移化することを認めた。

1951 年、コルシカ島東部¹⁰⁾、イギリス¹¹⁾の藍閃石片岩の記載、カリフォルニアのヒスイの産状の報告¹²⁾、カムイコタン帯¹³⁾、三波川帯¹⁴⁾の構造的研究が発表された他、

1) Turner, F. J. : Bull. Geol. Soc. Am., **58**, 1258, 1947.

2) Egeler, C. G. : Proc. Nederland. Acad. Wetensch. **51**, 556~564, 1948. Brouwer, H. A. and Egeler, C. G. : Proc. Nederland. Acad. Wetensch., **51**, 302~307, 1948. Brouwer, H. A. : Proc. Nederland. Acad. Wetensch., **51**, 3~8, 1948.

3) Maxwell, J. C. : Bull. Geol. Soc. Am., **59**, 801~854, 1948.

4) 浅井 : 地質, **55**, 152, 1949.

5) Dengo, G. : Trans. Am. Geoph. Union, **31**, 873~878, 1950.

Schurmann, H. M. E. : N. Jahrb., **7**, 145~156, 1950.

6) Chesterman, C. : Lapidary Jour., 204~208, 1950. Bolander, L. : Mineralogist, **18**, 186~188, 1950.

7) Brouwer, H. A. and Egeler, C. G. : Proc. Ned. Acad. Wetensch., **13**, 3~8, 1950.

8) Yoder, H. S. : Am. Jour. Sci., **248**, 225~248; 312~334, 1950.

9) De Roever, W. P. : Proc. Nederl. Acad. Wetensch., **53**, 1455~1465, 1950.

10) Neterbeck, Th. A. F. : Diss. Amsterdam, van Gorcum's Geol. Reeks, **12**, 1~125, 1951. Brouwer, H. A. and Egeler, C. G. : Proc. Nederl. Acad. Wetensch., **54**, 130~139, 1951.

11) Holgate, N. : Min. Mag., **29**, 792~798, 1951.

12) Yoder, H. S. and Chesterman, C. W. : Special paper 10-C, Calif. Div. Mines. 1~8, 1951.

13) 舟橋・橋本 : 地質研専報, No. 6, 1951.

14) Kojima, G. : Jour. Sci. Hiroshima Univ., ser. c, 1~18, 1951.

次のような論文が出た。(1) Kracek¹⁾ らと Yoder²⁾ らのヒスイの安定性についての熱力学的研究。此等の研究は、 $\text{Ne} + \text{Ab} \rightarrow 2 \text{Jd}$, $\text{Ab} \rightarrow \text{Jd} + \text{Qz}$, $\text{Ne} + \text{Qz} \rightarrow \text{Jd}$ の反応の時に、高压が必要であるか、又は、高压がそれらの反応を著るしく促進するであろうと述べた。(2) Schurmann による藍閃石片岩問題の概観的論文³⁾。この論文は、1953 年に出る(その II)⁴⁾ に続くものである。彼は世界中の藍閃石片岩の主だつたものの分布、産状等を克明に記載したが、彼自身が 20 世紀初期的な変成論者であつたので藍閃石片岩の成因に関する結論はまことに貧困である。(3) Switzer による、カリフォルニアの藍閃石片岩のなかの主な鉱物の総括的記載⁵⁾。

なお、1951 年には Turner と Verhoogen による “Igneous and metamorphic petrology” が出版され、その中で、藍閃石片岩相が再び否定された。Turner は、藍閃石片岩は、角閃岩相と緑色片岩相の中広い物理条件のもとで、 Fe^{+2} と Na^{+} イオンに富んだ pore solution の影響によつて局部的に生ずるという 1947 年の主張をくりかえしている。このような Turner の意見は、前にも述べたように、Eskola の提唱を、新しい知識、または理論によつて打破つたものではなかつた。

(E) 1952～現在：オランダの岩石学者の活躍、カーネギー研究所を中心とするアメリカ人たちの精力的な仕事、及び最近のわが国の変成岩研究者達の研究が目立つ。この時代は、Eskola の藍閃石片岩相が、その提案以来最も真剣に、且つ充実した形で討論される時代である。

1952 年、Brouwer と Egeler は、コルシカ東部の藍閃石片岩の研究をまとめた⁶⁾。彼らは、あいまいな表現ではあつたが、この藍閃石片岩相の岩石が、地域的に三つの帯、又は亜相に分けられるとのべた。同年、アルジェリアなどの、アフリカ北縁部に沿うジュラ紀～白堊紀層が藍閃石片岩に変成していることが報告され⁷⁾、又、アルプスの藍閃石片岩を含む変成岩地域の構造がやや明白にされた⁸⁾。1952 年には、変成論の大きな著作が二つ出版された。一つは Barth による “Theoretical petrology” であり、他は、Ramberg による “Origine of metamorphic and metasomatic rocks” である。Barth は藍閃石片岩に関しては、Eskola の意見をそのまま受け入れ、また、Eskola の述べた以上のことは何も言わなかつた。ところが、岩石変成論に熱力学の要素を最大限にとりいれようと試みた Ramberg は、藍閃石片岩について幾つかの注目すべき事を述べている。彼は、“灰矽ザクロ石、ローソン石、ヒスイおよび藍閃石と、斜長石との平衡関係” という項で、たとえば $\text{An} + \text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{ローソン石}$ という反応は主として岩圧によつて促進され、

1) Kracek, F.C., Neuvonen, K.J. and Burley G. : Jour. Wash. Acad. Sci., **41**, 373~383, 1951.

2) Yoder H.S. and Weir, C.E. : Am. Jour. Sci., **249**, 683~694, 1951.

3) Schurmann, H.M.E. : N. Jahrb., Monatshefte, **3**, 39~72, 1951.

4) Schurmann, H.M.E. : N. Jahrb. Min., Bd. **55**, 303~394, 1953.

5) Switzer, G. : Bull. Calif. Div. Mines, **161**, 51~70, 1951.

6) Brouwer, H.A. and Egeler, C.G. : Proc. Nederl. Acad. Wetensch., **48**, 1~71, 1952.

7) Sadran, G. : 19 th Int. Geol. Congr., Monogr. Regional, Algerie, **18**, 1~83, 1952.

8) Bearth, P. : Sch. Min. Petr. Mitt., **32**, 338~347, 1952.

灰岩ザクロ石, ローソン石, ヒスイ, 藍閃石と平衡にある斜長石の成分は岩圧の指示者になりうるといつた。Ramberg は, 勿論, 藍閃石片岩相の独立性を支持した。

1953 年, 地域的研究としては, ヴェネゼラ北部¹⁾, フランス・ブリタニー海岸²⁾, アルプス³⁾, ニューカレドニア, ビレネー⁴⁾, セレベスなど⁵⁾ の諸地方の藍閃石片岩の報告があつた。これらのうち, Routhier の論文はニューカレドニアとビレネーの, 藍閃石片岩を含む広域変成地域での, 岩石の分布, 鈹物組合せをくわしく吟味した上で, 藍閃石片岩相を論じた点, 又, de Roever が, セレベスの構造をアルプスの地質構造発達史とくらべながら吟味した点, それぞれ興味あるものである。以上のほか, 岩生による小滝地方のヒスイの産状のくわしい記載⁶⁾ と, Coombs によるパンベリー石の研究⁷⁾ があつた。

過去 30 年あまり 高圧実験を手がけて来た Adams は, 1953 年に, ヒスイの安定性について論じた⁸⁾。彼は, $Ne + Ab \rightarrow 2Jd$ と, $Ab \rightarrow Jb + Qz$ の PT 平衡カーブを示し, 天然のヒスイを産する変成域, 即ち, 藍閃石片岩を産する変成域では, 温度勾配が普通言われている地下勾配より著るしく低かつた, (又は, 温度の上昇にともなう圧力の増大が異常に大きかつた) 地域であるか, 又は, 天然のヒスイが不安定相として晶出したのかどちらかであろうという結論を出した。

1954 年, 東オーストラリア⁹⁾ とカリフォルニア¹⁰⁾ の藍閃石片岩の記載があつた。

1955 年, 前年の論文の中, Brothers の, Turner の意見そのままの結論は, de Roever によつて激しく攻撃された¹¹⁾。de Roever は, 藍閃石片岩相の独立性を, 藍閃石片岩の分布, 産状及びその鈹物組成の特徴から論証しようと試み, 今後, この問題をとくには, 各種角閃石類の注意ぶかい吟味や, エピドート, パンベリー石及びローソン石の分布, 相互関係などの研究が特に必要であると力説した。続いて彼は, ヒスイが決して蛇紋岩中の包含物のような形で産出するだけでなく, セレベス島では極めて低変成度の砂岩の中に, ヒスイが発見されたと報告し¹²⁾, 更に, 天然のヒスイは, $Ab \rightarrow Jd + Qz$ の反応によつて生じたものが多く, $Ne + Ab \rightarrow 2Jd$ などの反応は天然のヒスイの成因には考えられないという注目すべき意見を表明した。

- 1) Smith, R. J. : Bull. Geol. Soc. Am., **64**, 41~64, 1953.
Dengo, C. : Bull. Geol. Soc. Am., **64**, 7~39, 1953.
- 2) Cogne, J. : Bull. Carte Geol. France, **239**, 1953.
- 3) Michel, R. : Sci. Terre, Tome 1, no. 3~4, 1953.
- 4) Routhier, P. : Mem. Soc. Geol. France, new ser. **32**, no. 67, 1953.
- 5) de Roever, W. P. : Proc. 7th Pan Pacific Sci. Congr. **2**, 71~81, 1953.
- 6) Iwao, S. : Rept. 153, Geol. Surv. Japan, 1~23, 1953.
- 7) Coombs, D. S. : Min. Mag., **30**, 113~136, 1953.
- 8) Adams, L. H. : Am. Jour. Sci., **251**, 299~308, 1953.
- 9) Mathews, R. T. : Papers of Dept. of Geol. Univ. Queensland, no. 6, 1~37, 1954.
- 10) Brothers, R. N. : Am. Jour. Sci., **252**, 614~626, 1954.
Vance, J. A. : Bull. Geol. Soc. Am., **65**, 1352, 1954.
- 11) de Roever, W. P. : Am. Jour. Sci., **253**, 240~246, 1955.
- 12) de Roever W. P. : Am. Jour. Sci., **253**, 283~298, 1955.

この年, Griggs ら¹⁾ と, Robertson ら²⁾ によつてヒスイの合成成功が公表された。前者らは、アナルサイト + $\text{H}_2\text{O} \rightarrow$ ヒスイの反応は、12,000 パール, 600°C, および 18,000 パールと 300°C で進行したと報告し、後者らは、 $\text{Ab} + \text{Ne} \rightarrow 2\text{Jd}$ およびヒスイ成分のガラスよりヒスイの合成の2つの方法によつて高压下でヒスイの合成に成功した。特に後者らは、ヒスイの温度—圧力図での平衡カーブを実験的に確立し、ヒスイが常に高压側に出来ることを示した点、大きな意義をもつ。同じ年, Coes³⁾ は、1948年に, Griggs や Robertson らとは全く独立に、藍閃石、ザクロ石、ヒスイの、20,000~40,000 パールの高压下での合成が成功していた事も明らかにした。

地域的な究研としては、三波川⁴⁾、アルプス⁵⁾ の藍閃石片岩の記載と、カリフォルニアのヒスイの結晶学的記載⁶⁾ があつた。

1956年、この年には、藍閃石片岩に関して、つぎの5つの重要な論文が発表された。(1) Egeler は、コルシカ東部の広域変成岩をつくつた変成作用を“Alpine metamorphism”とよび、その特質と時代とを論じた⁷⁾。(2) de Roever は、世界の広域変成作用を、中生代及びそれ以後のものと、中生代より前のものとの時代的に2分すると、Egeler のいう Alpine metamorphism は前者にのみ限られていると強調し、先カンブリア紀より現在までの間の何回かの広域変成作用をくらべると、変成時の温度上昇に伴う圧力の増大率が、次第に時代がたつにつれて大きくなっているのではないかという仮説をたてた⁸⁾。(3) de Roever は、更に、セレベス島の藍閃石片岩を含む広域変成岩地域は、次の各種の変成鉱物による isograd によつて、幾つかの帯にわけられる可能性があると言ふ⁹⁾：パンペリー石、陽起石、クロス石、ローソン石、ヒスイ、藍閃石、クロリトイド、ザクロ石。(4) カリフォルニアの中生代のフランシスカン層の、今まで全く不変成であるといわれてきた砂岩の中に、藍閃石、ローソン石と共にヒスイがかなり広くできていることが発見された¹⁰⁾。Bloxam は、このようなヒスイは、曹長石の分解によつてできたものとしか考えられぬと結論した。この論文は、1955年の de Roever の主張を裏づける点で重要であるばかりでなく、次に述べる Borg の論文と共に、カリフォルニアの広域変成岩の研究に対して新しい方向を示すものである。(5) Borg は、やはりフランシスカン層の中に、今まで蛇紋岩中の包含物として見出されていた藍閃石片岩とエクロ

1) Griggs, D. T., Fyfe W. S. and Kennedy, G. C. : Program, Annual Meeting, Geol. Soc. Am., 45, 1955.

2) Robertson, E. C. Birch, F. and MacDonald, G. J. F. : Program of Annual Meeting, Geol. Soc. Am., 84, 1955.

3) Coes, L. : Am. Ceram. Soc. Jour., 38, 298, 1955.

4) 岩崎：徳島大紀要, VI, 27~40, 1955.

5) Kerez, C. : Mitt. Geol. Inst. Eidg. Techn. Hochsch. Univ. Zurich, ser. C, 1955. Crettaz, P. : Mitt. Geol. Inst. Eidg. Techn. Hochsch. Univ. Zurich., ser. C. no. 61. 1~132, 1955. Zimmetmann, M. : Eclogae Geol. Helv., 48, 149~243, 1955.

6) Wolfe, C. W. : Am. Min., 40, 248~260, 1955.

7) Egeler, C. G. : Geol. Mij., 18, 115~118, 1956.

8) de Roever, W. P. : Geol. Mij., 18e, 123~127, 1956.

9) de Roever, W. P. : Ver. Kon. Nederl. Geol. Mij., 1~9, 1956.

10) Bloxam, T. W. : Am. Min., 41, 488~496, 1956.

ジャイトが、蛇紋岩体に深い関係を持たずに、かなり広く分布していることを発見した¹⁾。

この他、1956年には Schurmann によつて日本およびトルコの藍閃石片岩についての報告があつた²⁾。

1956 年は、わが国の藍閃石片岩研究にとつて重要な年であつた。即ち、都城秋穂と坂野昇平は、青海地方の藍閃石片岩を含む広域変成岩地域の、分帯に成功したのである。これは、世界で初めて、藍閃石片岩地域の帯又は亜相の設立が具体的に行なわれた点で重要な研究であつた。この年、筆者は、関東山地の三波川変成域の最下位の点紋結晶片岩層から、最上部の不变成古生層までの間を6つの帯又は亜相に分けることに成功した。

1957 年、1955 年の要旨を更に詳しく解説した Robertson らの論文³⁾、Morey による H_2O , Ne, Ab, Jd, アナルサイトの安定関係の理論的考察⁴⁾、及び Ernst, Halferdahl によるそれぞれアルカリ角閃石とクロリトイド⁵⁾の合成成功が発表された。わが国では、三波川変成帯の造岩鉱物の分布と産状についてのいくつかの論文が発表された⁶⁾。また、都城はアルカリ角閃石の化学成分、光学的性質および産状をくわしく吟味し、アルカリ角閃石の体系的な分類命名法を提起した⁷⁾。更に彼はこの論文で、アルカリ角閃石の、生成の物理的・化学的条件による化学組成上の変化を考察し、藍閃石片岩の成因に高压が考えられねばならないことを指摘した。

ま と め

以上の藍閃石片岩の研究史をまとめてみよう。

19 世紀半ばから、1945 年頃までの間は、藍閃石片岩そのものの記載や、藍閃石片岩を産する地域のごく狭い範囲の観察が、数多く発表された時代である。Rosenbusch や Washington の先駆的な研究、Eskola による“藍閃石片岩相”提案があつたにもかかわらず、藍閃石片岩の成因で最も勢力を占めていたのは、アルカリ岩の変質、アルカリメタソマティズム、又は、蛇紋岩の貫入による接触変成作用などであつた。

1946 年頃から、フランス、オランダの岩石学者たちによつて、アルプス、コルシカおよびセレベスの、藍閃石片岩の研究が広域的な規模で発表され始めた。オランダ人達の論文が続々発表されるとほぼ同時に、又、アメリカの岩石学者達による高压、高水蒸気圧の下での鉱物の合成実験と、変成論への熱力学の積極的導入が行われた。ザクロ石、藍閃

1) Borg, I.Y. : Bull. Geol. Soc. Am., **67**, 1563~1584, 1956.

2) Schurmann, H.M.E. : Geol. Mij., **18e**, 119~122, 1956.

3) Robertson, E. C., Birch, F. and MacDonald, C. J. F. : Am. Jour. Sci., **255**, 115~137, 1957.

4) Morey, G.W. : Am. Jour. Sci., **255**, 461~480, 1957.

5) Halferdahl, L.B. : Ann. Rept. Geoph. Lab., 1956~1957, 225~228, 1957.

Ernst, W.G. : Ann. Rept. Geoph. Lab., 1956~1957, 228~230, 1957.

6) Kojima, G. : Jour. Sci. Hiroshima Univ., ser. c, **2**, 1~20, 1957.

Seki, Y. : Sci. Rept. Saitama Univ., **2**, 363~373, 1957.

関 : 岩鉱, **41**, 155~163, 1957. 関 : 岩鉱, **41**, 227~235, 1957.

近藤 : 千葉大紀要, **2**, 131~137, 1957.

7) 都城 : 前出, 1957.

石、ヒスイ、クロリトイド、藍閃石の合成の成功は、藍閃石片岩問題に対する重要な貢献であつた。即ち、藍閃石片岩の研究は、1946 年以後、一方ではオランダの岩石学者を主とする人々による地質学的・岩石学的研究、他方ではアメリカ人による合成実験を基礎とする熱力学的研究によつて、著るしい進歩をとげた。そして、Eskola “藍閃石片岩相”の考えは、単に支持されるようになったばかりでなく、更に深く、かつ具体的な形で理解されるようになっていっている。

オランダ人達の研究の意義は大きい。然し、それらは幾多の致命的な欠陥を持っていた。第 1 に、彼らは、研究の対象となつた地域の変成分帯、又は、変成相の変化を、何ら具体的に示さなかつた。セレベス島の資料は探検隊によつて集められたものであつたから止むをえないとしても、彼らのホーム・グラウンドであり、彼らが最も力を注いだと見られるコルシカ島についても、藍閃石片岩の分布を示す図すら、我々に提供し得なかつた。彼らは藍閃石片岩相の独立を主張し、幾つかの亜相、isograd を提案したが、それらの相、亜相、isograd が、実際にどんな分布をし、どんな相互関係にあるかについては全くあいまいである。

わが国の藍閃石片岩地域というべき、三波川、三郡、カムイコタンについては、小藤、鈴木、堀越らによつて 1940 年迄の間に、多くの貴重な記載的データが公表されていた。しかし、それらは前にのべた、20 世紀の半ば以前の世界の藍閃石片岩研究と同じような段階に留つていた。又、第 2 次大戦後に行なわれた之等の地域、特に三波川変成分帯の研究でも之等の変成域を最も特徴づけるものの一つとしての藍閃石片岩に殆んど注意らしいものが払われていなかった。

従つて、わが国の藍閃石片岩地域は、藍閃石片岩相の問題の研究にとつては殆んど処女地に等しい。藍閃石片岩問題は、地質学的事実なくしては解決できない。此等の地域は、この地質学的事実を、他のいかなる国よりも、容易に、かつ多量に提供してくれる可能性がある。我々は、小藤、鈴木、堀越らの研究の意義を認めつつも、それらの仕事の欠点を克服し、更に、最近のヨーロッパの人々による研究の欠陥を克服し、より高次の研究を、我が国の藍閃石片岩地域を舞台にして成しとげなくてはならない。数年前から開始された都城秋穂、坂野昇平、筆者らの研究は、この様な考に立つてすでにいくつかの成功をおさめた¹⁾。又、岩崎正夫²⁾は最近、四国の三波川帯で、藍閃石片岩の線構造が、それと互層する陽起石片岩の線構造と著るしく異なるという事を見出した。之は、藍閃石片岩の研究に、構造岩石学的な、又は、ペトログラフィックの研究が必要である事を示している。又、われわれは、藍閃石片岩の成因、藍閃石質広域変成作用の研究には、原岩の堆積時の種々の特徴から、変成作用後の種々の地質学の問題に至る数多くの点に注目しなくてはならない。特に、地向斜堆積時の海底火山活動の激しさ、性質、又、他の種の堆積物の性格などが、その後の藍閃石質変成作用と何か関係がありそうである。例えば、西南日本内帯と外帯との間、日高層とカムイコタン岩類（または準地層群）との間には、このような点での重要なデータがえられるかもしれない。

合成実験を主とする面では、我々日本の岩石学者は、当分の間、手をこまねいていなく

1) それらのいくつかは本年発表される予定である。

2) 岩崎・大島・中山：地質，63，439，1957。

てはなるまい。しかし、実験の前途、方向を示し、実験結果と地質学的データとを結合させることは我々としても十分に可能である。この点次の Yoder の言葉は傾聴に値する¹⁾

“The laboratory geologist is now able to study metamorphic rocks with the same facility as igneous rocks have been studied in the past. There is still a great need for detailed field observations, since without such information to guide the experimenter it is impossible to make fruitful laboratory studies.”

石狩国小樽内川流域の地質、鉱床について

(鉱体と石英斑岩との関係ならびに組成鉱物の共生関係について)

Geology and ore deposits in the area drained by
the Otarunai, Ishikari Province, Hokkaido
(Relationships of ore bodies to quartz-porphyry
and paragenesis of ore minerals)

杉 本 良 也 (Ryoya Sugimoto)*

Abstract : The Otarunai district is situated at about 12 km west of Sapporo city. On the relationships of ore bodies to quartz-porphyry and the paragenesis of ore minerals may come to the considerations as follows ;

(1) The intrusive quartz-porphyry is closely connected with the geological structure, elongation of this body being parallel to the structural lines running N-S.

(2) The deposits and mineralized zones occur in the quartz-porphyry or its surrounding pyroclastic and normal sediments. Most significant are structural controls by the pre-ore quartz-porphyry. Among them, relative competency of rocks seems to be a chief factor on ore localization.

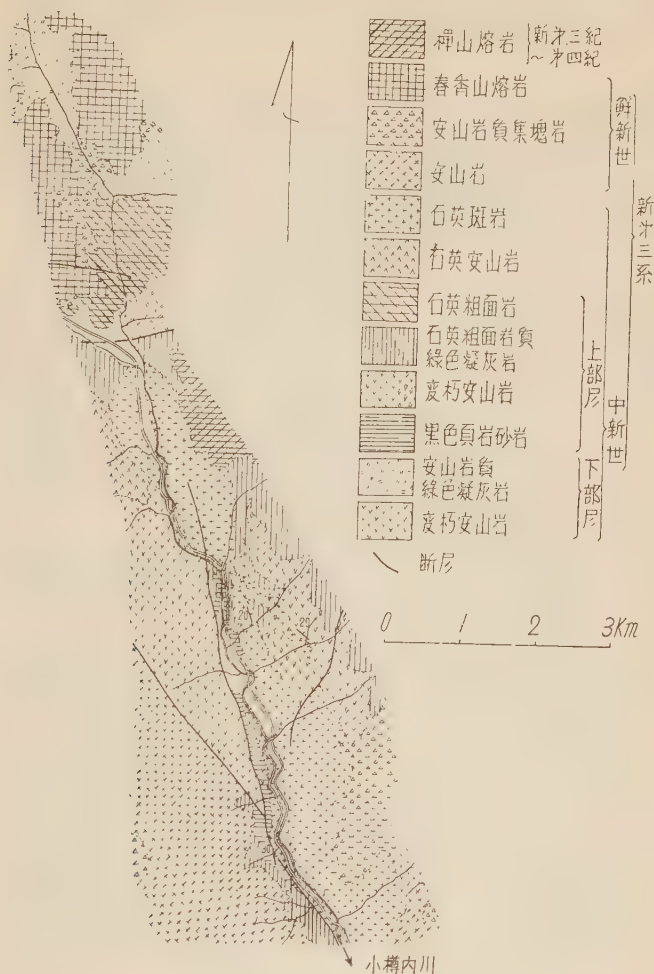
(3) The Otoyoy mine is characterized by occurrence of bismuthinite and copper sulphosalts. This mineralogical association is similar to the lower part of the Toriyabe vein at the Teine mine, about 4 km east of this deposits.

(4) On the other hand, the Tairyosawa, Inatoyo, Toyohiro and Takinosawa deposits have almost same characters. The predominant sulphides are pyrite, sphalerite, galena and chalcopyrite. Especially, chalcopyrite within sphalerite occurs as emulsion blebs. Among these blebs, some parts are exsolution products, others being replacement. These characters are

1) Yoder, H.S. : Geol. Soc. America, Special paper 62, 521, 1955.

* 北海道立地下資源調査所

第1図 小樽内川流域地質図



similar to of the Harima vein at the Toyoha mine, about 5 km west of this deposits.

1. ま え が き

小樽内川流域地区は、手稲、豊羽両鉱山の中間地帯にあたり、占くから、金属鉱床地帯として、注目されてきた所である。

手稲鉱山は含テルル金銀硫砒塩銅鉱物を、豊羽鉱山は含銀方鉛鉱閃亜鉛鉱を主とする。

これらの特徴ある組成鉱物が、中間地帯で、どのように変化するかは、興味ある問題であると同時に、この地区に広く発達する石英斑岩の噴出時期やその岩相、ならびに鉱床の関連についても、関心がもたれてきた。これらの事項について、判明した点を報告したい。

2. 地 質

この地域を構成する地質系統は、豊羽、手稲鉱山と同様に、新第三系およびそれ以降の地層と火山岩とである。新第三系は、中新世と考えられる基性の火山岩、火山碎屑岩と酸性の同質岩類一層位的には前者が下位—およびそれらを貫ぬく含角閃石石英斑岩と、鮮新世と考えられる安山岩、同質碎屑岩とを構成員としている。

一般走向は、 $N10^{\circ}W \sim 10^{\circ}E$ 、傾斜は、 $10^{\circ} \sim 30^{\circ}E$ である。しかし、断層により転移し、走向が $N50^{\circ}W$ あるいは EW をしめすこともある。

主な構造線は、小樽内川にそつて、 $N10^{\circ}W$ 方向に走つている。しかも、石英斑岩は、この構造線にそつて分布していることが注目される。すなわち、石英斑岩は小樽内川にそつて分布する。その延長は 8km、幅員は 1.5km におよぶ所もあるが、一般には膨縮にとむ。この岩石は、一般に堅硬粗粒で、淡緑色を呈する石基中に、石英、斜長石の斑晶鉱物がめだつ。だが、鉱化作用、風化作用のいちじるしい所では、時には軟弱となり、また大漁沢でみられるように、灰白色となり、斑晶石英が分離して、散在するようになる所もある。なお、石英斑岩の貫入接触部—大漁沢—では、斑晶も細粒となり、石英粗面岩相をしめすようになり、岩相は均質ではない。

鏡下では、完晶質斑状構造をしめし、斑晶鉱物として石英、斜長石（灰曹長石附近の成分）が主で、角閃石、黒雲母をふくむ。副成分鉱物として、磁鉄鉱、少量のジルコン、磷灰石がみとめられる。

この石英斑岩は、上位の鮮新世の安山岩質集塊岩でおおわれているので、その進入時期は、中新世であることはまちがいない。しかし、この地区では、中新世の最上部の八雲統に相当する地層が欠除しているが、定山溪周辺¹⁾では、これに対比される一の沢層の中に礫²⁾としてふくまれるという。したがつて、訓練期の末期の活動と解される。

この岩体は、古くから知られており、かつマネバタイト²⁾と記載された。その後、斑晶石英の研究³⁾から、石英粗面岩質斑岩と呼ぶのが適當であるとのべられた。

もし、この石英斑岩体が鉱床と成因的な関係をもつとすれば、当然組成鉱物や共生関係にも反映されなければならない。同時に、逆に火山岩相が深成岩であるかを知ることができる。だが、後述するように、深成岩相をしめす鉱床学的手法がかりは得られなかつた。

うえにのべた諸点を考えあわせると、最近、処々に発見されている新第三紀の深成岩相に相当しないことになる。

3. 鉱 床

小樽内川流域の鉱床は、北東の手稲鉱山と南西の豊羽鉱山との中間に位置する。しかも、両鉱山の地質とはさほどことならない。したがつて、両鉱床の特異性が、充分に反映

1) 土居繁雄：五万分の1定山溪図幅説明書、北海道開発庁、1953.

2) 佐藤伝蔵：岩石地質学、304、1937.

3) 神津俣祐・待場勇・竹内常彦：岩鉱、21、37~56、1939.

されていることが予想される。だが、地質の項でのべたように、小樽内川とほぼ平行に石英斑岩が貫入しており、第2図に示すように、鉱床がこの辺縁部に胚胎しているという点では異なっている。また、各鉱脈の分布が、石英斑岩に支配されているということも、一つの特異性である。

組成鉱物、共生関係を概観すると、いずれも浅熱水性で、手稲、豊羽両鉱山の要素が多分に入っている。すなわち、大豊鉱山¹⁾の鉱体は、石英、重晶石、黄鉄鉱、ルソン銅鉱²⁾、輝蒼鉛鉱、四面安銅鉱の集合体で、手稲鉱山の鳥谷部鍾下部³⁾に類似する。

一方、小樽内川本流、支流に発達する大漁沢、稲豊、豊宏、滝の沢の各鉱床は、母岩がそれぞれ多少異っているが、構成鉱物には変化がなく、石英、緑泥石、黄鉄鉱、黄銅鉱、方鉛鉱、閃亜鉛鉱から構成されている。このような共生関係は、豊羽鉱山の播磨鍾⁴⁾の下部に類似している。だが、豊羽鉱山では、炭酸塩鉱物(Mnに富む)を脈石鉱物としているが、この地区では、非常に少ない。豊宏鉱山を除いては、全く見当らない。

鉱脈分布をながめると、鉱脈は、石英斑岩と堆積岩類との辺縁部に位置する。両岩相の変移部では、豊宏鉱山で観察されるように、鉱脈の走向は、接触方向と同一のNS方向をとるが、正常堆積岩の中では、脈は劣勢となる。一方、石英斑岩体内では、稲豊鉱山のように、岩体の伸びの方向に対し、ほぼ直角EW方向に配列するようになる。さらに、岩体からやや離れた火山碎屑岩の中に胚胎する鉱脈は、N50°E~EWの走向をしめすようになる。

これらの現象は、進入石英斑岩の冷却による裂罅の形成ならびに石英斑岩と貫入された諸岩相の可塑性の相違による裂罅形成⁵⁾で説明されよう。

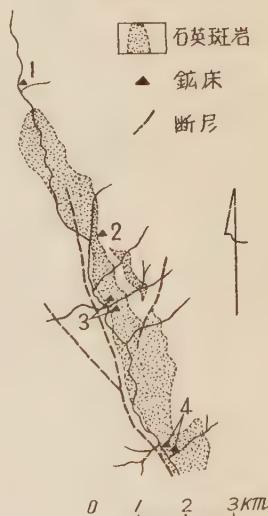
鉱床は、いずれも幅1~3mの珪化帯をともなう鉱染状鉱脈で、主脈から不規則な細脈を出しているのが特徴である。だが、支脈の走向延長は数mから10数m程度である。

つぎに各鉱床の賦存位置、組成鉱物、共生関係について説明する。

a) 大豊鉱山

小樽内川の支流夕日沢の河底に露頭がある。

第2図 石英斑岩と鉱床の分布図



1. 大豊鉱床
2. 大漁沢鉱床
3. 稲豊鉱床
4. 豊宏鉱床

1) 杉本良也：五万分の1銭函図幅説明書，北海道開発庁，43~46，1953。

”：石狩国小樽内川流域鉱床調査報告，北海道開発庁，1~14，1957。

2) 石橋正夫：北海道地質要報，22，38，1953。

3) 杉本良也：岩鉱，36，72~84，1952。

4) 斎藤昌之・土居繁雄・杉本良也：鉱山，2，238，1952。

5) David V. Lewis：Econ. Geol.，50，495~516，1955。

石英粗面岩相にふくまれる同質凝灰岩を母岩とする鉍染鉍脈型の鉍床で、石英、重晶石、黄鉄鉍、ルソソ銅鉍、輝蒼鉛鉍、四面安銅鉍を構成鉍物としている。

鉍床の周囲の岩石は、いちじるしく珪化作用と黄鉄鉍化作用をうけて、暗灰色緻密な岩石、あるいは白色堅硬な岩石にかわつている。さらに、露頭の東方山陵に広く発達する石英粗面岩は、珪質で斜長石が溶脱して、空隙にとむようになる。この状態は、黒鉍鉍床の帽岩と類似している。この変質した母岩は、鏡下では、初成の融蝕形石英がみとめられるだけで、他は微粒の石英集合体に変化し、原鉍物の輪郭は全く失われている。ほかに、微粒の黄鉄鉍が散在しているにすぎない。

鉍体は、おおまかにみると、主脈は、N65°W, 80°SE の走向、傾斜、支脈は N10°W, 80°SE の走向、傾斜をしめす脈状型をとるが、細かく観察すると、鉍染、交代の要素が強度にあらわれている。これら両鉍化帯の落合部が富鉍部を形成する。

N10°W, N65°W 走向の両鉍は、組成鉍物はほとんどかわらないが、後者が脈石英の発達がいちじるしく、粗粒であり、肉眼的輝蒼鉛鉍が見当らない点でことなる。

すなわち、N65°W は、主に石英、重晶石、黄鉄鉍、ルソソ銅鉍で構成されている。重晶石は、モザイク状の石英と黄鉄鉍との集合体の中に半自形を呈して挟在するが、時には粗粒の石英、ルソソ銅鉍で交代されて、島状に残っていることもある。ルソソ銅鉍は、多くの場合粗粒石英に随伴して、不規則な形状をしめしている。

これに対し、N10°W の鉍は、肉眼的にみとめられる輝蒼鉛鉍帯とルソソ銅鉍帯とに分けられる。しかも、前者は、後者できられているような産状をしめす。この部分を鏡下で観察すると、第3図1にしめすように、ルソソ銅鉍、輝蒼鉛鉍が、それぞれ独立して散在し、交代しあうようなことはない。

ルソソ銅鉍は、0.5~1mm 大の不規則な集合体が多く、一般に研磨面は良好で、包裹物をふくむこともなく、また他の硫化鉍物が交代されていることもない。この鉍物は、反射多色性、異方性、KCN の腐蝕による聚辺双晶の出現で、他鉍物と容易に区別がつく。

輝蒼鉛鉍は、第3図にしめすように、縦径 0.05~0.5mm の針状、笹の葉状、ひも状の形を呈して、細粒の石英の中に散在している。この鉍物の濃集するゾーンでは、他の硫化鉍物は、殆んどみられない。低倍率では、第3図2に示すように、輝蒼鉛鉍だけからなるようにみえるが、高倍率では第3図3にしめすように、輝蒼鉛鉍の辺縁部又は劈開にそつて四面安銅鉍が交代している。四面安銅鉍は、独立して存在することは少ない。

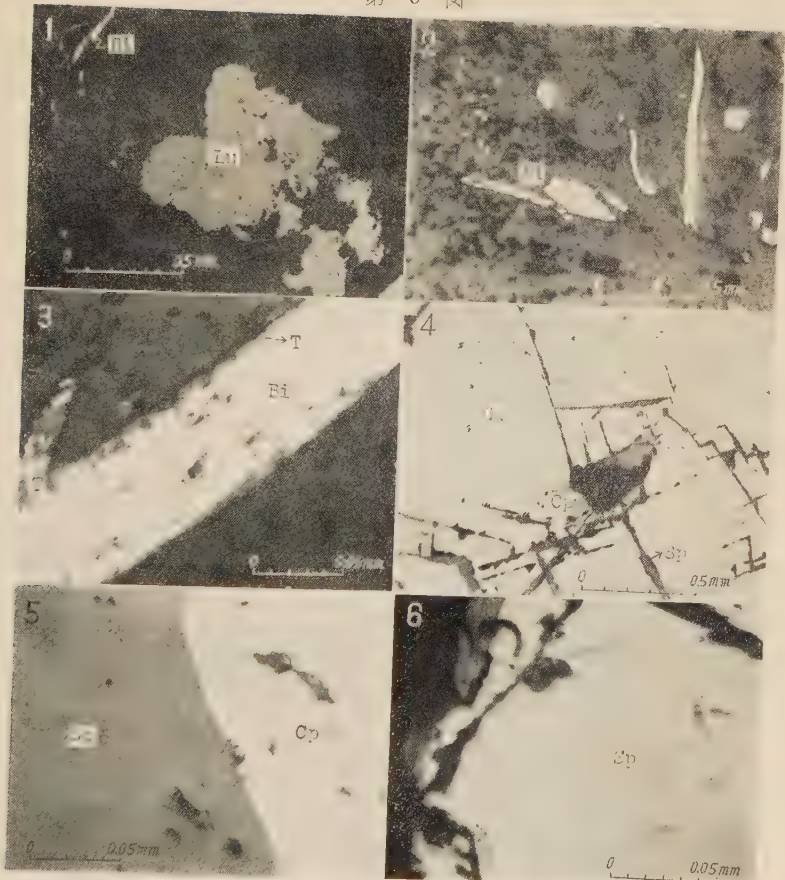
輝蒼鉛鉍は白色で、僅かに黄色味をおび劈開が発達し反射多色性異方性も顕著である。即、クロスニコル下では、褐色から黒色に変化する。黒色を呈するのは、輝蒼鉛鉍の針状結品の長軸が上下ニコルの振動方向に一致した位置である。試薬に対する反応は、Short¹⁾の記載と一致する。ただ、HNO₃ (1:1) に対する反応速度は各結晶粒で異なる。

四面安銅鉍は、暗灰色を呈し、輝蒼鉛鉍よりも硬度が大で、等方性をしめす。試薬に対する反応は、Short の記載と一致する。

うえにのべた共生関係から脈鉍物の晶出順序を考察してみると、まづ石英、黄鉄鉍が、石英粗面岩質凝灰岩を鉍染、交代し、ついで重晶石、輝蒼鉛鉍、ややおくれて四面安銅鉍が晶出し、最後にルソソ銅鉍、石英がわずかの黄鉄鉍をともなつて晶出したとみなされ

1) Short, M.N. : Microscopic Determination of the Ore Minerals, 1940.

第 3 図



1. (Bi) 輝蒼鉛鉍, (Lu) ルゾン銅鉍, 大豊鉍床
2. 輝蒼鉛鉍 (Bi) の濃集部, 大豊鉍床
3. 輝蒼鉛鉍 (Bi) を交代する四面安銅鉍 (T), 大豊鉍床
4. 黄銅鉍 (Cp) および方鉛鉍 (Ga) の隙間にそって交代する閃亜鉛鉍 (Sp), 豊宏鉍床
5. 黄銅鉍 (Cp) と接する閃亜鉛鉍 (Sp) 中の点滴状黄銅鉍, 大漁鉍床
6. 閃亜鉛鉍 (Sp) 中の点滴状黄銅鉍, 滝の沢鉍床

る。だが、手稻鉍山^{1), 2)}あるいは他の鉍山でみられるような蒼鉛鉍物と銅鉍物との反応緑鉍物とみなされている銅蒼鉛硫酸鉍物はみとめられなかつた。

- 1) 渡辺武男：岩鉍, **30**, 74~84, 1943, 地質, **40**, 125~148, 1933.
 - 2) 竹内常彦・南部松夫：遼研集, **11**, 29~34, 1955.
- 郷原範造：岩鉍, **35**, 248~253, 1955.

要するに、この鉄床も多少の差異はあるが、手稲鉄山にみられるような蒼鉛、銅硫砒塩鉄物で特徴づけられる。

III b 大漁沢鉄床

この鉄床は、小樽内川の一支流の大漁沢に位置する。

鉄床周辺には、石英斑岩、石英粗面岩質緑色凝灰岩が発達する。両岩の接触部周辺には、黄鉄鉄の鉄染帯が発達しているが、鉄床はみられない。鉄床はその西方に、石英斑岩から約 70m 離れた位置に露出している。即ち、鉄床は石英粗面岩質緑色凝灰岩を母岩とする鉄染鉄脈型鉄床で、 $N30^{\circ}E$ 、 $N40^{\circ}E$ の走向をもつ 2 脈からなる。両脈は交叉するが、露頭状態から $N30^{\circ}E$ 走向をもつ脈が主脈で、 $N40^{\circ}E$ 脈は支脈と考えられる。構成鉄物のうち、石英は最も普遍的な脈石鉄物で、鏡下では、2 種類に大別される。即ち、0.2~0.3mm の半自形ないし他形の黄鉄鉄を伴う 0.1mm 大のモザイク状の石英集合体と 0.4mm 大のやや大型の石英とである。ベースメタルは後者の石英に随伴する。

黄銅鉄は、多くの場合閃亜鉛鉄と共生し、スムーズな曲線で接していることが多いが、時には閃鉛亜鉄で交代されている。また、少量の黄鉄鉄、方鉛鉄と共生することもある。黄銅鉄と共生する閃亜鉛鉄は、多くの場合黄銅鉄の点滴をふくむ。すなわち、第 3 図 5 にしめすように、閃亜鉛鉄の中に、黄銅鉄の接触面に平行し、0.03mm 位の幅をもつて、点滴状あるいはひも状の黄銅鉄が散在する。このような分布状態は、両鉄物の接触面積が大きい場合に発達する傾向にあるようだ。一方、接触する面積の小さい時は、第 3 図 6 のように閃亜鉛鉄中に普遍的に存在するようになる。今までのところ、黄銅鉄中の閃亜鉛鉄骸品はみられない。この種の両鉄物の共生関係については後日報告することにする。

四面安銅鉄は、常に黄銅鉄を交代して存在し、他鉄物とは随伴しない。だが、その量はきわめて少量である。

量的にみると、石英>黄鉄鉄>黄銅鉄、緑泥石>閃亜鉛鉄>方鉛鉄の関係にある。

c) 稲豊鉄床

この鉄床は、石英斑岩体の西側一堆積岩類と石英斑岩の境界附近一に位置する。周辺に発達する堆積岩類は、黒色珪質頁岩を主とし僅かの安山岩質緑色凝灰岩の薄層をはさむ。

鉄床は、石英斑岩の中に胚胎しており、その走向は、石英斑岩の延長方向とはほぼ直角に近い。上に述べた大漁沢鉄床とは、賦存岩相において逆の関係にある。これは、裂罅の形成が周辺に発達する岩相の可塑性に支配されたためと解される。

かつて稲豊鉄山と呼ばれた個所には、ほぼ東西の坑道が、石英斑岩の中に掘さくされているが、埋没して明らかでない。散在する硯にも、鉄石らしいものは見られない。だが、周辺には、 $N50^{\circ}W$ 方向の黄鉄鉄鉄化帯が、40m ほどの間隔ごとに数帯みられる。この鉄化帯の中には、同走向あるいはわずかに斜交する石英、黄鉄鉄、黄銅鉄、四面安銅鉄、方鉛鉄、閃亜鉛鉄からなる細脈がみられ各鉄物の共生関係は、大漁沢鉄床に類似する。

d) 豊宏、瀧の沢鉄床¹⁾

豊宏鉄床周辺も、稲豊鉄床と同様に、石英斑岩と正常堆積岩類とから構成されているので、優勢な鉄床は、石英斑岩の中にかぎられる。

鉄床は、一部両岩の断層接触部にみられるが、細脈で、稜行に値するようなものでな

1) 小関幸治：地調月報，2，552~558，1951。

い。これに対し、この断層と同じ走向をもつ主要鉍脈は、石英斑岩中の断層帯の中に発達する。だが、この断層帯の中でも、母岩が石英斑岩から正常堆積岩類に移化すれば劣勢となる。一部には、鉍脈生成後の断層もみられるが、鉍脈が転移しているような事はない。

この鉍床も又、岩脈と周辺岩相の可塑性の差異から、鉍脈の発達の優劣が説明される。

鉍床は、両盤に幅 5~10cm の灰白色の粘上をはさむ断層性の鉍脈である。したがって、構成鉍石は、角礫構造を呈することが多く、縞状構造、晶洞構造も所々に見られる。角礫は、5~10cm 大の角ばつたものが多く、石英斑岩の礫が圧倒的に多い。

構成鉍物は、石英、重晶石、緑泥石、方解石、黄鉄鉍、黄銅鉍、四面安銅鉍、閃亜鉛鉍、方鉛鉍である。これらのうち、閃亜鉛鉍、方鉛鉍が主要鉍物である。

黄鉄鉍は早期晶出の石英と随伴し、0.3~0.5mm 大の自形ないし半自形を呈する。時には、石英、重晶石と縞状に配列する。

黄銅鉍は、方鉛鉍、閃亜鉛鉍と共生する。閃亜鉛鉍と接する場合には、大漁沢鉍床と同様に、閃亜鉛鉍の中に黄銅鉍の点滴が存在する。

四面安銅鉍も大漁沢と同様黄銅鉍だけを交代して存在するのみでその量も僅かである。

閃亜鉛鉍は、黄銅鉍と共生する場合が多いが、時には第3図4にしめすように、方鉛鉍の劈開にそつて交代し、さらに方鉛鉍の中に包裹されている黄銅鉍までも交代する。かなり後期までも、閃亜鉛鉍の晶出したことがうかがわれる。

これら主要有用鉍物の量比は、閃亜鉛鉍>方鉛鉍>黄銅鉍である。

一方、滝の沢鉍床は、堆積岩類と石英斑岩の接触部から 70m はなれた石英斑岩の中に胚胎し、N20°~30°E の走向をもつ、晶洞のいちじるしく発達した縞状鉍脈である。すなわち、石英、黄鉄鉍帯を最外側とし、その内側に閃亜鉛鉍>方鉛鉍>黄銅鉍（四面安銅鉍）帯が、さらにこれをおおつて、晶洞石英が発達する。この最後期晶出の石英にも、わずかながら上記の硫化鉍物が附着している。閃亜鉛鉍の中の黄銅鉍の点滴は、この鉍床でも観察される。

4. あ と が き

小樽内川流域の地質、鉍床、とくに石英斑岩の进入時期、岩相ならびにこの岩体と鉍床との関係、組成鉍物、共生関係について述べた。これらを要約すると次のようである。

(1) 石英斑岩は、小樽内川にそう主要構造線と並走して分布し、その进入時期は、西南北海道タイプの訓縫期の末期であり、鮮新世の安山岩質集塊岩に不整合でおおわれる。もし、石英斑岩と鉍床とが成因的な関係をもつてすれば、鉍体の脈構造、組成鉍物、共生関係（一部離溶状組織を呈することもあるが）から、この岩体は、噴出岩相に相当するものと解される。

(2) 鉍床、鉍化帯は、石英斑岩体の中、あるいは周辺に発達する。このような鉍床を胚胎する裂隙は、岩脈として発達する石英斑岩と周辺に発達する堆積岩類との可塑性の差異により形成されたとみなされる。

(3) 大豊鉍床は、組成鉍物、共生関係において、千石鉍山の鳥谷部下部に類似する。すなわち、輝蒼鉛鉍が早期に晶出し、四西安銅鉍で交代されており、鉍硫酸塩鉍物が後期に晶出したことがうかがわれる。だが、蒼鉛と銅鉍物との反応縁鉍物は見られない。

(4) 一方、大漁沢、稲豊、豊宏、滝の沢の各鉍床は、いずれも豊羽鉍山播磨鍾下部に

類似している。特に、黄銅鉱と接する閃亜鉛鉱の中には、点滴状の黄銅鉱がみられる。一部は難溶性のものであるが、交代性のものもみられる。

御指導していただいた渡辺万次郎先生ならびに、校閲を賜った北海道立地下資源調査所 斎藤仁、斎藤昌之の両氏に厚く謝意を表する。

阿蘇山 1958 年 6 月 24 日の爆発物に就て (予報)

Explosion products of Aso volcano on
24th June, 1958

松 本 幡 郎 (Hatao Matsumoto)*

田 中 省 三 (Syozo Tanaka)**

鎌 田 政 明 (Masaaki Kamata)***

Abstract : At a sudden explosion of Aso Volcano in 1958, about 50,000 tons of old ejecta which had been packed in vent, are erupted. Many kinds of sublimate minerals such as epsomite, ferroan pickeringite, melanterite, kirovite, pyrite, marcasite, chalcopyrite, sulphur, tridymite, chloromagnesite and molysonite are found on the surface or cavities of the ejecta. With the lapse of time after explosion, relative amount of volcanic gases HCl, H₂S are decreased, on the contrary SO₂, CO₂, R and Rn are increased.

阿蘇山中岳第一火口は 1958 年 6 月 24 日午後 10 時 15 分突如爆発し、約 5 万噸の噴出物を僅か 2 秒間に放出、火山灰は遠く南西 12.6km の外輪山の一峯俵山に及び(東方及び北方には殆んどない)死者 12 名を出した。爆発後再び静寂な火口に復したが、今回の爆発に於ては、岩石を 1 軒も飛ばし、其の火山灰の量は驚くべく多量で、厚い箇所は 70 厘も堆積し、現今迄の噴出物と差異があるので報告する。

1. 噴出した岩石

新しい熔岩は皆無で、古い熔岩と火口内に堆積した breccia, agglomerate, sand 及び tuff であり、注目すべきは一部の tuff は welding されている事である。何れも普通輝石・紫蘇輝石・安山岩であり、化学成分は第 1 表に示す通りで、S の多いのは一特徴である。

2. 昇華鉱物

飛散した岩石の孔隙並びに表面に、昇華鉱物が多く附着して居り、この様に昇華物の多いのは阿蘇としては稀なことであり、今迄判明したものは次の様である。Epsomite (淡

* 熊本大学理学部地学教室

** 熊本大学理学部化学教室

*** 鹿児島大学文理学部化学教室

第 1 表 抛出物の化学成分

種 別 成 分	No. 1 Old lava	No. 2 Red tuff	No. 3 Welded tuff
SiO ₂	54.12	54.02	54.27
TiO ₂	0.85	0.90	0.86
Al ₂ O ₃	19.23	18.57	18.92
Fe ₂ O ₃	1.79	5.13	6.18
FeO	6.07	3.41	3.46
MnO	0.22	0.17	0.19
MgO	3.96	3.78	3.93
CaO	8.27	8.92	7.02
Na ₂ O	2.31	2.26	2.13
K ₂ O	1.40	1.49	1.52
H ₂ O ⁻	0.03	0.62	0.37
H ₂ O ⁺	0.86	0.30	0.75
P ₂ O ₅	0.37	0.30	0.26
S	0.29	0.32	0.40
Total	99.77	100.19	100.26

第 2 表 昇 華 物

	Epsomite	Ferroan pickeringite	Kirovite
Al ₂ O ₃	—	9.83	1.57
Fe ₂ O ₃	—	0.55	—
FeO	0.77	4.26	13.26
MnO	0.32	0.30	0.32
MgO	15.81	2.74	6.97
SO ₃	32.37	35.40	30.00
H ₂ O	50.92	46.76	47.67
Total	100.19	99.84	99.89

緑色，塊状， β …1.462， γ …1.468；ferroan pickeringite（黄色，貝殻塊状， α …1.477， γ …1.488；melanterite（淡緑色，pyrite と marcasite の周囲に変化して存在する）及び kirovite（melanterite と共存しているが，之に比し黄味が強い） $Z' \wedge c 14^\circ$ ， α …1.470， γ …1.470；pyrite，marcasite，chalcopyrite，sulphur，tridymite，chloromagnesite（水にすぐ溶ける）及び molysite?（黄褐色），（lawrencite なるかも知れず）である。

3. 火山ガス

爆発直後の火山ガスの成分は（噴出温度 231°C）第 3 表の I の如くであつたが，其の後活動のおさまるにつれて変化している。7 月 26 日（爆発約 1 カ月後）には HCl，H₂S は減じ，之に反し SO₂，CO₂，R 及び Rn は増加している。Rn の増減は火山活動と逆比例すると云う鎌田の説は立証されている。

4. 火山灰中のハロゲン

爆発に依り多量の火山灰を飛散した。その中のハロゲンの価は次の通りである。

Cl; 1.66%, Fe; 0.816%（火山灰中可溶性のものとして 0.16%）

第 1 図



火山灰分布等積線（点線曲線），火山灰堆積の厚さ（数字）及び落石分布区域（破線内）。1~4：火口番号，F：古坊中橋，S：阿蘇山測候所，R：ロープウェイ線路。

第 3 表

	I	II
	爆発直後	爆発 1ヵ月後
HF	0.43	—
HCl	5.61	4.5
H ₂ S	10.03	7.2
SO ₂	7.29	8.7
CO ₂	76.32	79.0
R	0.32	0.6
Total	100.00	100.0
Rn	0.06 mache	2.30 mache

このハロゲンの量は現今迄に知られている日本での火山灰中最大のものである。

又可溶性のハロゲンのみで重量比の $Cl/F \times 100 = 97$ であり，爆発直後の火山ガスでは 71 であり，極めて近い値を示すことは注目に値する。

噴出物からみて，噴出物は長期間火口内を充填した堆積物であり，このため火口内の圧力は増大し，「クシャミ」性爆発を惹起したものに過ぎない。又堆積物は火口内に存在する間ガス作用及び熱作用を受けて多くの昇華物を生

じたのである。

爆発後予知問題が重視されているが，今回の如き「クシャミ」性では地震計にも表われ難く予知は困難である。目下，火口内の温度測定やガス成分の変化の測定を計画している。

現今迄に終了した結果を以上述べたが，此の研究には東工大，桂敬，小沢竹二郎，吉田稔氏の協力に依るもので厚く感謝の意を表する。

尚此の研究に関して文部省科学研究費を使用した事を附記する。

螢光分析装置の試作とジルコン中の 微量ウランの定量

The trial construction of fluorimeter and the
microfluorimetric determination of uranium in zircon

鵜飼 保 郎 (Yasuo Ukai)*

川 上 隆 也 (Takaya Kawakami)*

木 村 安 宏 (Yasuhiro Kimura)*

Abstract : The fluorimetric analysis is the most sensitive method of determining the extremely minute amount of uranium. The authors construct a sensitive fluorimeter by using a photomultiplier tube (MS-6S) as the fluorescence detector which multiplies the initial photocurrent several thousand times by means of secondary emission dynode stages. The dynode of this multiplier is fed with 100~150 volts per stage. The sensibility of this fluorimeter can be varied over a wide range by changing the voltage per dynode stage or the load register of grid in bridge circuit, and by interposing the secondary filters in the optical pass. At the most favourable sensibility, one scale division corresponds to 0.00014mg of uranium, i. e. 0.05 %.

It is well known that there are many quenching elements which reduce the fluorescence intensity, and the quenching degree depends only on the concentration of quencher and not on the ratio of concentration of quencher to that of uranium. The authors investigated the quenching effects of Zr, Ce, Th to uranium and concluded that these effects must be accounted for in the microfluorimetric analysis of uranium in zircon.

1. ま え が き

ウランの微量分析法¹⁾としては比色分析, 容量分析, ボーラログラフ分析, 分光分析, 放射化学分析など種々の方法があるが, 茲に述べる螢光分析法²⁾はその感度において最もすぐれ, またその処理方法も比較的簡単であるため, 数多くの試料を取扱う目的には本法が適している。

筆者らは感度のすぐれた螢光光度計を試作して, ジルコン中に含まれている微量ウランの定量分析法を検討すると共に, ジルコン中に共存する元素で特にウランの螢光強度を妨害する Zr, Th, Ce などの影響を詳しく吟味して, 直接処理法によるジルコン中の微量

* 京都大学理学部地質学鉱物学教室

1) 鵜飼保郎・西村新一: 鉱物, **2**, **6**, 477, 1956.

2) Grimaldi, F.S., Fletcher, M.H., : U.S. Geological Survey Fluorimetric Methods of Uranium Analysis, Geological Survey Circular 199, 1952.

ウランを定量した。

2. 測定装置

これ迄報告せられている螢光光度計¹⁾²⁾はその原理についてはいづれも殆んど同じであるが、その試作過程においてなるべく入手の容易な材料を用いて比較的高度のものを得ようとしたため、その主要部分である螢光受光部分に国産品の光電増倍管を用いて実用に供し得る高感度の螢光分析装置を試作した。この装置の主要部分は次のような部分から組立てられている。

- 1) 総電源安定装置 2) 光源部 3) 試料支持台 4) 螢光受光部
- 5) 同上電圧安定回路 6) 測定部 7) 同上電圧安定回路

次に螢光分析法の原理とこの装置の構成各部分について簡単に説明する。

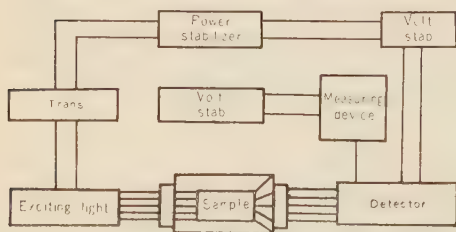
原理：本装置の構成は第1図に示してある如く、電源は商用電流を安定化したものを用いている。光源部の水銀放電管によつて発せられる光線が一次フィルターによつてその大部分の可視光線が抑制せられ、紫外線のみが試料を照射し、これによつて励起せられた螢光は適当な二次フィルターによつて撰択された光線のみがその受光部に入る。この光線の強度が受光部の光電増倍管によつて電流強度に変換され、その電流の強度を測定部で測定することになる。同図に見られる如く測定を安定化するために螢光受光部と測定部の電源には更に一段の電圧安定装置が附加されている。

1) 総電源安定装置 一般商用電流より比較的安全な交流電源を得るために市販の鉄共振型電圧安定器を使用した。今回使用したものは100W型であるが更に容量の大きなものが望ましい。

2) 光源部分 励起光源としては材料入手の都合上石英水銀放電管を用いた。放電管にはU字型、直線型の両者を用いたがいづれの場合にも総電源安定装置から直接に継続した。第2図に示す如く試料支持台の直上に光源部を置き、試料を垂直に照射する反射型を採用した。

光源の電源が比較的大きい交流であることと、水銀放電管を用いたことによつてその光度の安定は十分ではないがこの装置

Fig.1 Block diagram of fluorimeter



についてはほぼその目的が達せられた。

3) 試料支持台 別項において述べる試料の cake を深さ 5mm 直径 30mm の試料

1) Fletcher, M. F., and May, Irving, An improved fluorimeter for the determination of Uranium in fluoride melts, U.S. Geol. Survey, Trace Elements Investigations Rept. 120, 1950.

2) Fletcher, M. H., May, Irving., Anderson, J. W., : The design of the model V transmission flurimeter, U.S. Geol. Survey, Trace Elements Investigations Rept. 133, 1950.

容器に入れて、第 2 図に示された如く光源の直下に置いて照射する。試料支持台の部分は引出しになっていて測定の都度試料を入れかえて使用する。この試料から発する螢光は試料支持台の上部に 45 度傾けて取り付けけた螢光受光部に入る。この試料支持台について最も注意すべきは遮光であつて特にその点に注意した。

4) 螢光受光部 著者らは受光部の光電管として次の諸点において普通の光電管よりその性能がすぐれているので光電増倍管を用いた。

- 光電増倍管は普通の光電管に比べると非常に感度が高い。
- 光電増倍管の各陽極の電圧を変えることにより、その感度を容易に且つ顕著に変えることができる。
- 光電増倍管は普通の光電管に比べて著しく n/s 比が低い。 n : noise s : signal
- 光電増倍管は相当弱い光迄特別の増幅器を必要としない。従つて増幅器の部分は比較的簡単にすむ。
- 光電増倍管はかなりの範囲に亘つて光量と電流の変化の直線性が見られる。

以上の理由から光電増倍管を用いたが実験に当つては諸種の都合によつて東芝製 MS-6S を使用した。この球では各陽極当り 100~150V の電圧を与えたが実際の場合各陽極当り 150V 総計 900V を与えると出力電流は相当著しく増加するが、出力電流に雑音がかなり入る。供給電圧は測定の都度変化して使用したが一般に 120V の電圧で測定した。MS-6S 光電増倍管としては充分その性能を作動していない点もあるが、かなり要求された感度に上げることができた。

5) 螢光受光部電圧安定回路 前に述べたように光電増倍管の感度はかなり高く且つ各陽極の供給電圧を変えることによつて著しく感度を変えることができるが、その反面その電圧の変動によつて出力電流が相当変化する。従つてその供給電圧はなるべく安定したものを必要とする。当実験では総電源を鉄共振型の安定器を用いて交流を安定すると共に更に直流の安定器を附加した。これに用いた安定器は真空管使用直列器安定回路に二段増幅器を並列に加えた安定回路を採用した。その回路を第 3 図に示す。同図の VR を調節することによつて供給電圧を任意に変えることができ、従つて光電増倍管の感度を変えることができる。

6) 測定部 光電増倍管が高感度のものであつても、測定の光度は極めて微弱であるので、或る程度高い増幅度を有する増幅器が必要である。

この目的のために第 4 図に示す如き電橋型直流二段増幅器を採用した。この回路においては各段毎に別に直流電源を用意し、次段に直接に接続せしめ、直流の増幅された分のみを次段に伝へることとした。尚この増幅器は電橋型であるから、供給電圧の変動は原則的に相殺せられる筈であるが、実際には電橋に用いた三極管の特性が異なるために供給電

Fig. 2. Fluorimeter set.

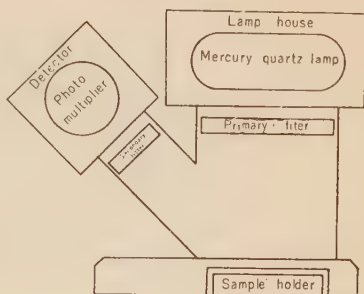


Fig. 4 Voltage stabilizer for measuring device

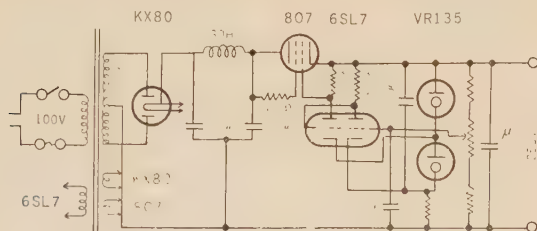
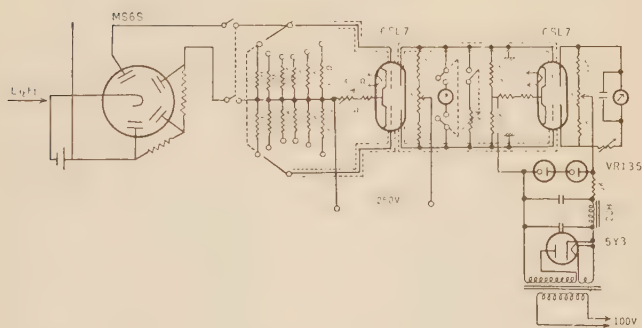


Fig. 5 Circuit of measuring device



法を用いて定量する場合のこれらの妨害元素の影響を詳しく吟味してその補正の常数を求めた。また熔融温度ならびに熔融時間が蛍光強度に及ぼす影響などについても併せて検討し、熔融の理想的な条件を求めた。

1) 直接法の概容 粉末にしたジルコンの試料約 3mg を白金ルツボに正秤し、これに熔融剤 (Na_2CO_3 45.5g, K_2CO_3 45.5g, NaF 9g を乳鉢で粉碎混和したもの) 3g を加えて $660 \pm 5^\circ\text{C}$ に保った電気炉中で約 15 分間加熱熔融せしめ、この間数回ルツボの内容物を攪拌した後放冷し、固結した cake をルツボ中で裏返して再び先と同様に 15 分間熔融し、乾燥器中で室温に放冷した後、蛍光度測定装置の試料支持台に装填してその蛍光強度を測定する。

2) 標準試料による検量曲線 次の如きウランの既知量を含む試料に就いてその蛍光強度を測定してそれらの検量曲線を求めた。ウランの含有濃度の差異に応じて蛍光装置の感度を変化する方法としては、光電管からの電流を測定するブリツチ回路のグリッドの負加抵抗を変化するか、光電増倍管のダイノード電圧を変化するか、或いは二次フィルターを加減してその光量を調整するなどの操作を以つてその感度を適当に変化させることができる。このようにして最も感度の鋭敏な条件では電流計の 1 目盛がウラン 0.05% に相当し、またこの時の誤差範囲も約 1 目盛である。

3) 熔融条件の検討 等量のウランを添加した試料を 660°C より 800°C に至る間の

Fig. 6 Standard curve
of A series (1~5)
 $\times 10^{-3}$ mg U

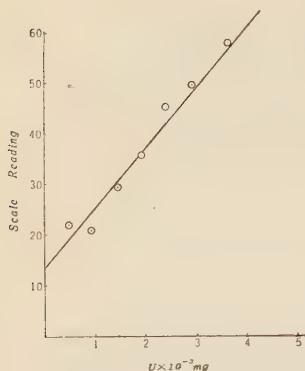
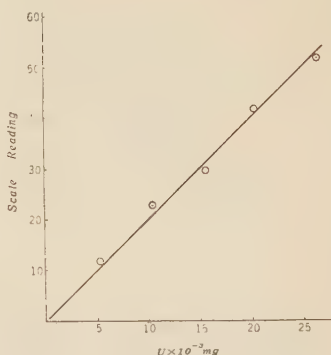


Fig. 7 Standard curve of
B series (1~5) \times
 10^{-2} mg U



第1表 A 系 列

ウラン添加量	電流計の読み
0.00055 mg	22.0
0.00110 "	21.5
0.00165 "	29.5
0.00220 "	35.5
0.00275 "	45.5
0.00330 "	49.5
0.00385 "	57.0

第2表 B 系 列

ウラン添加量	電流計の読み
0.0055 mg	11.0
0.0110 "	22.5
0.0165 "	29.5
0.0220 "	41.0
0.0275 "	50.5
0.0330 "	53.0
0.0385 "	62.0

数種の温度で熔融した場合の蛍光強度を測定し、その熔融温度の上昇に伴う白金のクエンチング効果を検討した。その結果は8図に示された如く、 660°C で最高強度を示しているが、温度増加と共にその強度を低減している。 650°C 以下の温度では熔融が均一完全に行われなため、その熔融温度を常に $660 \pm 5^{\circ}\text{C}$ の一定温度に保つた。

次に熔融処理時間とその蛍光強度との関係については、等量のウランを添加した試料を $660 \pm 5^{\circ}\text{C}$ の一定熔融温度の下で、熔融時間を変えて処理し、それらの蛍光強度を比較した結果この熔融温度においては、処理時間に殆んど影響せられないことが確められた。以上の結果から本実験は $660 \pm 5^{\circ}\text{C}$ 、30 分間処理を標準条件とした。

4) ジルコン中の共存元素の蛍光温度に及ぼす影響 ウランの蛍光分析ではその蛍光温度をクエンチングする多くの元素¹⁾が知られている。ここに蛍光度をクエンチングする程度はその共存元素の種類と量によつて変化し、そのクエンチングする割合はウランの

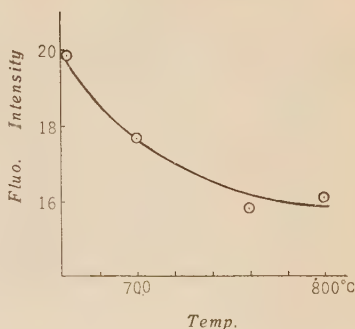
1) Grimaldi, F.S., Irving May, M.H. Fletcher and J. Titcomb, Summary of methods of analysis for the determination of uranium and thorium, Bull. U.S. Geol. Survey, 1006, 1954.

含有量には無関係であることが確められている。従つて直接法では使用する試料の量をなるべく少くすることによつてその共存元素の影響を少くすることができることになる。この理由で一般に直接法では 3mg の試料が用いられる。然しながらジルコン中の微量ウランを定量する場合にその主要成分である Zr の影響やペグマタイトに屢々伴われて産する変種ジルコンの場合にその Ce, Th などの影響を吟味する必要がある。

a) 一定量の Zr が各種濃度のウランの蛍光強度に及ぼす影響 Zr 1.48mg を含む基体中にウランを次表に示す種々の割合に添加した試料について、見掛の蛍光強度より求めた補正率は第 3 表より 1.31 となる。即ち見掛の蛍光強度より求めたウラン含有量に 1.31 を乗ずることによつてウランの実含有量を求めることができる。

b) 一定量のウランに Zr, Ce, Th の添加量を変えた場合の影響 ウランの一定量 0.0275mg に $Zr(SO_4)_2$, $Th(SO_4)_2$ 及び $Ce(SO_4)_2$ の標準溶液を添加して次表に示す如き Zr, Th, Ce の含有試料に就いてその蛍光強度を測定した。またそれらの結果を第 9 図に示した。それらの図表から明らかなように、共存元素の量が増加するに従つてその蛍光強度が指数的に弱められている。特に Th の影響が最も顕著であつてこれらの元素の添加によつて見掛の蛍光強度より求めたウランの量は実含有量より著しく少くなる。

Fig. 8 Quenching effect of fusion temperature



4. 要 約

- 1) 光電増倍管を用いて試作した 蛍光分析装置で 0.05% 程度の微量ウランの定量を行うことができた。
- 2) 蛍光体の熔融条件としては $660 \pm 5^\circ C$, 30 分間処理がその蛍光強度が最も強く、再現性がある。
- 3) ジルコンの微量ウランを直接法で定量する場合には、共存する Zr, Ce, Th の蛍光強度に及ぼす影響を考慮し、それらの補正を行わなければならない。
- 4) 特にペグマタイトに伴う変種ジルコン

の場合は Th, Ce の含有量が数 % に達するので 3mg の試料を用いた場合でも、その主要成分の Zr と殆んど同じ程度に影響する。

5. あ と が き

光電増倍管の作動特性がまだ完全でないために感度にある程度の限界があり、感度を増

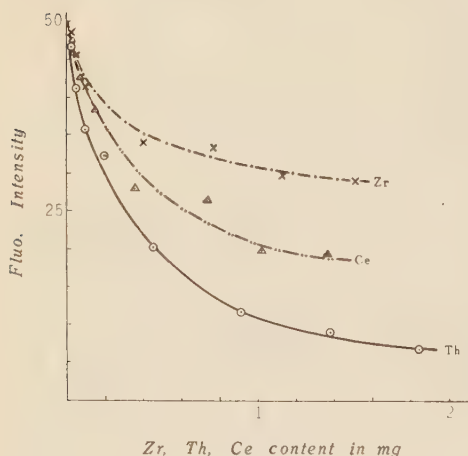
第 3 表

ウラン 添加量	見 掛 の ウラン量	補正率
0.11	0.0880	1.25
0.055	—	—
0.011	0.0083	1.32
0.0055	0.00424	1.30
0.00275	0.00204	1.34
0.0011	0.00083	1.32
平均		1.31

第 4 表

Zr		Ce		Th	
Zr の添加量 mg	蛍光強度	Ce の添加量 mg	蛍光強度	Th の添加量 mg	蛍光強度
0.0222	48.8	0.0205	47.5	0.0277	47.0
0.0444	46.7	0.0409	45.2	0.0555	41.5
0.0740	41.6	0.0682	42.5	0.0925	36.0
0.1480	—	0.1365	38.5	0.1850	30.7
0.370	33.8	0.3410	27.5	0.4625	20.0
0.740	33.6	0.6820	26.5	0.9250	12.0
1.110	31.0	1.0230	21.2	1.3875	10.0
1.480	30.6	1.3650	21.3	1.850	6.9

Fig. 9 Quenching effect of Zr, Ce, Th



加するとその安定性を減ずるなどの欠陥があり、また励起する光源にも改良すべき点があるが、かなり高い感度で測定することができるようになった。ジルコンの微量ウランを定量する場合に、Zr, Th, Ce がそれぞれ単独にウランの蛍光強度に及ぼす影響は吟味したが、それらが共存する場合の影響及びジルコン中に含まれているその他の微量成分の影響についてはまだ検討していない。

福島県雲水峯鉱山産ユークセン石の化学成分*

Euxenite from the Uzumine pegmatite mine,
Fukushima Prefecture

大 森 啓 一 (Keiichi Omori)**
長谷川 修 三 (Shuzo Hasegawa)**
今 野 弘 (Hiroshi Konno)**

1. 緒 言

福島県須賀川市と田村郡二瀬村との境に位置する雲水峯山頂 (676.8m) の東南に雲水

* 1956 年全国鉱業大会講演会で一部発表。

** 東北大学理学部岩鉱教室

峯鉍山と呼ばれるベグマタイトがあり、現在青木鉍業所によつて珪長石を採掘中である(第1図)。このベグマタイトから先年黒色の玻璃光沢を示す鉍物を見出し、これについて研究の結果、ユークセン石であることが判つたので、簡単に報告しよう。

近年ユークセン石—ポリクレーズ石系鉍物の産出が本邦各地から報告されている。この附近に於いては石川町猫啼¹⁾、御館村一盞山²⁾、二瀬村栃本³⁾等が知られている。

2. 共生鉍物及びユークセン石の性状

ユークセン石は白色の長石部分又は石英、長石の混合した部分に単独で、或はモナズ石に伴つて産する。モナズ石は淡黄褐色を呈する 3×5mm 程度の板状自形結晶である。その他の共生鉍物としては少量の黒雲母、白雲母及び電気石がある。

第1表 長石の化学分析

SiO ₂	66.30
TiO ₂	none
Al ₂ O ₃	20.54
Fe ₂ O ₃	0.08
MnO	tr
MgO	tr
CaO	1.18
Na ₂ O	9.26
K ₂ O	2.38
H ₂ O(+)	0.23
H ₂ O(-)	0.22

Total | 100.19

(分析者 長谷川)

第1図 雲水峯ベグマタイト鉍山の位置



ユークセン石を胚胎する長石は白色で、その化学分析の結果を第1表に示した。この結果から端成分を求めると

Or 13.5, Ab 81.0, An 5.5, 計 100.0 Mol% となる。顕微鏡下で観察すると albite twin を示す斜長石中に不規則散点状をなして微斜長石粒が存在しており、均一な斜長石でないことが認められる。

ユークセン石は 3×10mm 程度の板状、レンズ状、塊状をなし密集して長石中に存在し、明瞭な結晶面は認められない、黒色で強い玻璃光沢を呈し、貝殻状の断口を示す。薄片を顕微鏡下で観察すると、赤褐色半透明で、多色性、複屈折は認められない。比重瓶で測定した比重は $G_{40}^{15} =$

5.47 であつた。

1) 大森啓一、長谷川修三：鉍物，2，268～274，1955。

2) 大森啓一、長谷川修三：岩鉍，42，(印刷中)

3) 長島乙吉、桜井欽一、加藤昭：鉍物，3，239，1957。

第2表 ユークセン石の化学分析法

試料 0.5g を白金皿中にて HF 法

灰化後、 H_2SO_4 及び HNO_3 を加えて加熱 SO_3 の白煙を生ぜしめ、希釈して濾過。(PbSO₄) H_2S を通じ加温。

(PbS)

 H_2S を駆逐後、 NH_4Cl , NH_4OH 処理。 HNO_3 に溶解微酸性となし蓚酸を加え、沈澱を濾別。最初の濾液に加える。灼熱秤量後、 NaHSO_4 熔融、希 H_2SO_4 に溶解、次で水酸化物とし HNO_3 に溶解し、 H_2O_2 法により Th を沈澱。 H_2SO_4 , HNO_3 で蓚酸を分解、 NH_4OH , $(\text{NH}_4)_2\text{CO}_3$ 及び $(\text{NH}_4)_2\text{S}$ にて処理。(ThO₂) H_2O_2 を分解後、水酸化物とし、沈澱は HNO_3 に溶かし蒸発乾固し、水に抽出、 K_2SO_4 法で [Ce], [Y] 属分離。

FeS

(Fe₂O₃) HNO_3 酸性とし、 $(\text{NH}_4)_2\text{CO}_3$ を分解後、 NH_4OH を加え、U を沈澱、灼熱して U_3O_8 を秤量。(UO₂)水酸化物とし、濾別、 HNO_3 に溶解、蓚酸塩とした後、灼熱秤量。([Ce]₂O₃)水酸化物として濾別後、 HNO_3 に溶解、蓚酸塩とした後灼熱秤量。([Y]₂O₃)

3. ユークセン石の化学分析及び化学組成

双眼顕微鏡を用いて精選した試料につき化学分析を行つた。嘗て鉱物学雑誌上に発表した¹⁾、ユークセン石の化学分析法の一例は従来の Nb, Ta, Ti, 稀土, U 等の分析法²⁾を参考にし、これに Nb の容量分析法³⁾を附加したものである。雲水峯産ユークセン石の化学分析にあつては、略これと同様に行つたのであるが、第2表に同法の系統の概要を掲げる⁴⁾。尚 SiO_2 , SnO_2 は別試料を NaHSO_4 熔融後、酒石酸抽出残渣より定量した。

1) 大森啓一、長谷川修三：鉱物（前出）、1955。

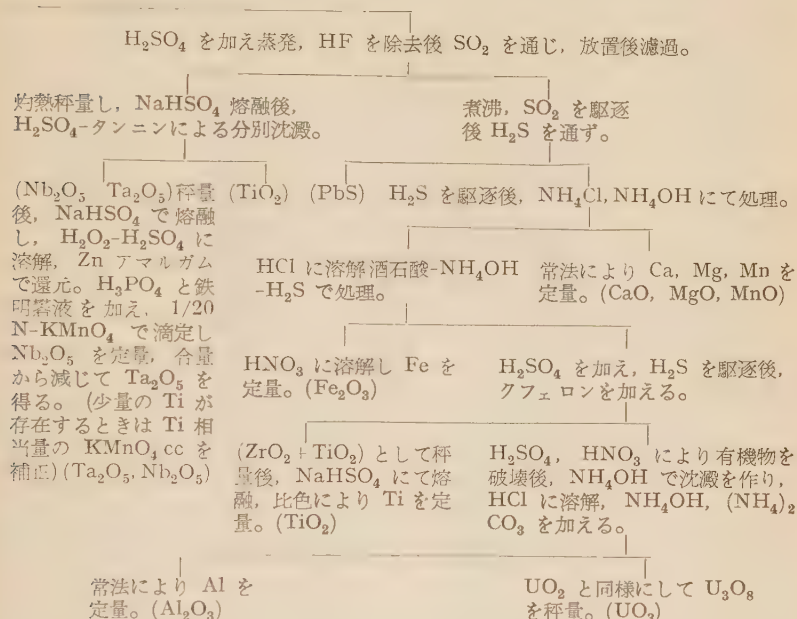
2) 例えば、木村健二郎、篠田栄：日化、54, 11, 1933。飯森里安、畑晋：Sci. Pap. I. P. C. R., 34, 922, 1938。木村、植村篇：稀元素の化学分析, 101, 1949。鶴飼保郎、西村新：鉱物, 2, 477~495, 1956。今井琢也、浅田俊彦：鉱物, 2, 458~463, 1956。

3) 岡好良、宮本正俊：日化、69, 133, 1948。

4) その後、Nb-Ta 酸塩鉱物の化学分析法について研究を続け、現在では新に H_2O_2 - H_2SO_4 抽出、 Na_2SO_3 沈澱法を採用している。この方法の詳細は別の機会に発表したい。

(各々の濾過の段階に於いて左辺は沈澱、右辺は濾液を表わす)

により、溶解し水で希釈濾過。



第3表 雲水峯及び猫啼産ユークセン石—ポリクレス石系鉱物の化学分析

産 地	雲 水 峯		石 川 猫 啼	
	(1)	(2)	(3)	(4)
CaO	0.65	0.96	2.34	1.05
MnO	0.54	0.77	0.43	0.24
ThO ₂	1.06	0.90	2.86	2.32
[Ce] ₂ O ₃	0.20	0.50	0.42	0.33
[Y] ₂ O ₃	19.86	18.87	23.37	29.09
UO ₂	11.18	11.47	7.37	4.71
UO ₃	0.32	0.51	4.50	3.50
FeO	2.60	(2.60)	nd	0.16
MgO	tr	0.43	0.15	0.10
Fe ₂ O ₃	4.80	5.12	2.89	2.23
Al ₂ O ₃	0.16	0.12	0.16	0.45
TiO ₂	13.73	14.18	24.72	18.12
Nb ₂ O ₅	26.68	25.92	21.37	27.75
Ta ₂ O ₅	16.14	15.87	5.49	7.05
SnO ₂	0.32	0.38	0.15	0.09
SiO ₂	0.48	0.42	1.03	0.86
H ₂ O(+)	0.88	(0.88)	1.80	1.56
H ₂ O(-)	0.21	(0.21)	0.31	0.12
Total	99.81	(100.11)	99.36	99.73
G	5.47		5.10	5.23
分 析 者	長 谷 川	今 野	長 谷 川	長 谷 川

以上雲水峯産ユークセン石について、産状、化学成分等を述べたが、このペグマタイトは本邦で最も多量にユークセン石を産するペグマタイトである。

終りに臨み、標本採集に際して協力された島根大学講師横山鼎氏並びに青木鉱業所の各位に御礼申し上げる。尚本研究に用いた費用の一部は文部省科学研究費によつたことを明記して謝意を表する。

鉱物学及び結晶学

8136, 合成 Coffinite, thorite 及び uranorthorite の X 線的研究 Fuchs, L. H., Gebert, E.

Coffinite 及び thorite は zircon の構造に等しく, その空間群は $D_{4h}^{19} - I_4/amd$ である。cell constants は coffinite で $a = 6.981 \pm 0.004kX$, $c = 6.250 \pm 0.005kX$, thorite で $a = 7.128 \pm 0.004kX$, $c = 6.314 \pm 0.003kX$ である。数種の uranorthorite に関する結果は $USiO_4$ と $ThSiO_4$ との間には連続的な固溶体関係があつて $ThSiO_4$ 成分が多くなるに従つて cell constants が一様に増加することを示す。coffinite に於ける O-位置は $u = 0.180 \pm 0.010$, $v = 0.347 \pm 0.010$, thorite に於ては $u = 0.166 \pm 0.010$, $v = 0.347 \pm 0.010$ である。尚, hydrothermally に作られた試料から OH を取り去つても回折線強度や cell constants に変化は認められない。(Am. Min., 43, 243~244, 1958) [関]

8137, Sweden, Pajoberg 産の灰鉄満碁柘榴石 Lee, D. L.

Stanford 大学所蔵の標本から $Mn_3Al_2(SiO_4)_3$ 成分を 27% 含む andradite が見出された。Pajoberg 鉱山は 19 世紀の中期及び末期に鉄、満碁を稼行した小鉱山である。柘榴石を含む鉱石は暗緑色を呈し、他に単斜輝石やパラ輝石が認められる。柘榴石の比重は 3.88, 屈折率は 1.813, 格子恒数は $11.99 \text{ \AA} \pm 0.2$ である。化学分析の結果は SiO_2 34.8, Al_2O_3 8.0, Fe_2O_3 22.0, TiO_2 0.06, MgO 0.1, FeO 0.5, MnO 11.4, CaO 22.9, BaO

nil , $H_2O(-)$ 0.03, 合計 99.8 でこれから端成分比を計算すると And 66, Sp 27, Alm 4, Gr 2, Py 1 となる。適当な条件下ではこのような And—Sp 系の混晶間隙に相当する成分をもつた柘榴石の生成も可能であろう。(Am. Min., 43, 208~215, 1958) [長谷川]

8138, Idaho, Lembi County 産の含塩素黒雲母 Lee, D. E.

Pre-Cambrian の石英黒雲母片岩中の shear zone にそつて黒雲母柘榴石片岩が分布する。この附近には酸性岩脈、花崗岩及び塩基性岩脈が存在し、問題の黒雲母柘榴石片岩中に含まれる B, Cl, F 等は塩基性岩脈進入の影響に由るものと思われる。この片岩の約 60% は含塩素黒雲母, 30% は柘榴石によつて占められ、残りは白雲母、石英、緑泥石及び電気石 (0.05%), ジルコン (0.1%) 等である。黒雲母は多量の塩素 (1.11%) を含み、比重は 3.21, $\alpha = 1.605$, $\alpha = \gamma = 1.668$, $\gamma - \alpha = 0.063$, $2V = 0^\circ$ である。化学分析の結果は SiO_2 33.09, Al_2O_3 17.65, TiO_2 1.30, Fe_2O_3 2.42, FeO 29.22, MnO 0.04, MgO 2.83, CaO 0.10, Na_2O 0.13, Rb_2O 0.10, K_2O 9.04, BaO 0.09, $H_2O(+)$ 2.92, F 0.23, Cl 1.11, $H_2O(-)$ 0.04, 合計 101.31 (減 0 = F, Cl 99.97) である。(Am. Min., 43, 107~111, 1958) [長谷川]

8139, 低温型及び高温型曹長石の結晶構造 Ferguson, R. B., Traill, R. J., Taylor, W. H.

ほぼ純粋な低温一、高温両型の曹長石の X 線 data による、3 軸に平行なフーリエ投影を用いて、結晶構造の解析を進めた。4 つの等価でない $Si-O_4$ 四面

体内での bond の平均値は、低温型では 1.74_2 , 1.59_0 , 1.63_6 , 1.61_6 \AA , 高温型では 1.65_2 , 1.63_9 , 1.64_2 , 1.64_7 \AA である。次に低温型では、第1の位置 Si, (0) はすべての Al をふくむに反し、高温型では、Al と Si が、任意に4つの四面体に分布していて、低温一、高温両型は Al-Si 秩序化の程度によると結論出来る。また Na 原子の temperature factor は高温型では著しく大きく、これは、y に平行なやや長い空隙があつて、その中の2通りの位置に Na が任意に入っていると解釈出来る。この偏差は低温型では 0.1 \AA , 高温型では 0.6 \AA である。

室温における最大安定は、局所的な静電平衡を必要とする、という仮説から、次の結論をえた。1) 低温型長石類で最も安定な構造は必ずしも Al-Si 原子が完全に秩序化されたものではない。2) 最も安定なカリ長石は “maximum microcline” ではなく、単斜 (C^2/m) の正長石である。(Acta Cryst., **11**, 331~348, 1958) [宇留野]

岩石学及び火山学

8140, New South Wales, Gunnedah 近傍の分化 tescheaite の岩石学的研究 Wilkinson, J. F. G.

New South Wales, Gunnedah 近くに見られる第三紀の Black Jack 貫入岩床は約 500 フィートの厚さを有し、斑岩様 teschenite に移り変る斑状 teschenite とオフテック teschenite から成る。下方接触部から上方に行くにつれて、olivine が減少する事と、上部の侵入岩床に clinopyroxene と iron ore が増大して見られる事が主な鉱物組成の変化である。岩漿分化の間に olivine は

fayalitic になり ($Fa_{21} \rightarrow Fa_{60}$)、一方 feldspar は albite に富んで来る ($An_{72} \rightarrow An_{43}$)。Titaniferous clinopyroxene には組成的变化が殆ど見られない ($Ca_{48} Mg_{37} Fe_{15} \rightarrow Ca_{47} Mg_{34} Fe_{19}$)。この teschenite の一般的な又特徴的な性質は微品質のアルカリ充填物を有する事であつて、化学組成は analcite syenite に近似する。Teschenite とその組成鉱物の変化とは結晶分化作用によつて十分説明出来る。結晶の重力移動がその岩床の進化に重大な要因となつたとは思われない。(Am. Jour. Sci., **256**, 1~39, 1958) [植田]

8141, Ardara 接触変成帯の岩石化学的研究 Pitcher, W. S., Sinha, R. C.

これは北西アイルランド、Donegal 州の Ardara 花崗閃緑岩 diapiir の接触変成帯に於ける化学成分の移動を詳細に吟味したものである。本地域の Cleengort horizon (Portnoo 石灰岩と Rossbeg semi-pelitic schist との間に挟在) の pléitic schist (黒雲母・白雲母片岩、時に柘榴石を含む) は上記花崗岩体による接触変成帯を生じており、その内、外両側に於いて、走向に直角に横切る適当なルート 8 本を選び夫々 5~6 ケ所で資料を採つた。此等の分析 (計 50 余個) が spectrophotometry その他を使用して迅速になされた。変成帯外側の 3 ルートの原化学成分の変化を確立する事によつて本接触変成作用は isochemical である事が示された。然し深成岩体に接近しては K 及び Na は僅かに高い値を示した。

この変成帯を通じて水の含有量が明瞭に減少している。変成岩の化学成分上の変化は鉱物成分の変化を明かに反映している。新しい白雲母の出現及び黒雲母の

成分の増進的变化 (例へば Ti, Fe⁺⁺ の増加, Mg, K, H₂O の減少等) は最も重要である。深成岩体から加えられた, この K は少量で局部的であるが, その役割は重要で, 黒雲母を珪線石に, 両者を白雲母に交代する鉱物変化を引おこしている。この研究結果は次の事を明かにした。即ち堆積岩の原化学成分の知識を得る事がそれらの変成岩類の岩石化学的研究には先要条件である。(Quart. Jour. Geol. Soc., 113, 393~408. 1958)

[千藤]

8142, Canada, Ontario Caribou Lake の侵入岩体の構造と岩石 Friedman, G.M.

Caribou Lake の侵入岩体は Canadian shield 中に在り, 7 平方哩の地域を覆っている。その foliation pattern をマツピングしてゆくと 二つの向斜構造が見られる。この二つの向斜構造が岩漿の進んで来た 通路を意味するものとすれば, 構造と岩石との関係を結びつけることが出来る。岩石学的に又地化学的に研究すれば 侵入岩体の東尖端部の狭隘な圧縮部から西方の向斜地域に向つて 追跡出来る分化通路を指摘出来る。

その証拠を要約すれば, (1) 超塩基性岩が東尖端部近くにのみ産する。(2) hypersthene に於ける Fe/Mg 比は plagioclase に於ける Na-Si/Ca-Al 比は西部のもの程増大する。(3) MgO は FeO, Fe₂O₃ と同様西方のもの程減少し, アルカリは増大する。(4) No, Co, Cr は西方のもの程減少する。

尚之等侵入岩体は ultrabasics, norites, granite pegmatite 等より成る (Bull. Geol. Soc. Am., 68, 1531~1564, 1957)

[植田]

8143, ウェリントン地方下部中生代岩

石の研究 Reed, J. J.

著者は ニュージーランド北島南部のウエリントン地方における 下部中生代 (三疊紀?) の堆積岩とそれに介在するスピライトの岩石学的研究を行い, それらの化学成分を外地のものと 比較研究している。

堆積岩は 硬砂岩, 粘板岩, 輝緑凝灰岩, 放散虫チャート等で, 上部古生代に普通の岩層と似ており, greywacke (平均) は Na₂O 3.7% を含んでいる。

スピライト分析表 (原著 Tab. 4 より)

	2	3	4	5
SiO ₂	48.6	47.4	53.86	52.94
Al ₂ O ₃	16.1	15.7	14.75	12.81
Fe ₂ O ₃	7.6	2.4	3.94	3.76
FeO	4.0	9.1	5.90	9.29
MgO	3.6	4.4	4.17	3.65
CaO	6.2	7.7	7.17	6.22
Na ₂ O	4.5	4.0	5.36	5.25
K ₂ O	1.76	1.28	0.46	0.18
H ₂ O+	2.9	4.1	2.53	2.33
H ₂ O-	0.22	0.34	0.92	0.21
TiO ₂	1.94	3.6	0.72	2.54
P ₂ O ₅	0.34	0.88	0.16	0.36
MnO	0.34	0.20	0.14	0.21
CO ₂	1.45	—	tr	—
V ₂ O ₃	—	—	0.43	—
S	—	—	0.03	0.12
Cl	—	—	tr	0.02
NiO	—	—	—	0.02
Total	99.6	101.1	100.15	99.91

スピライトは 枕状構造を呈するのが普通で地向斜の海底噴出である。表 (Tab. 4 より) の 2 と 3 はウエリントン地方, 4 と 5 は夫々南島 Mossburn 地方及び Great King 島 (上部古生代) のものであるが, 著者はウエリントン地方のものにカリが多いことを注意している。

スピライトの成因については 明確な論証はないが, 色々な点から normal basalt の変質したものと考えより, 灰曹長石をもつた sodic differentiates が, 迸発中 又は迸発直後に生じた溶液によつて, 変質したものと考えるのが 適当であ

ると述べている。(New Zealand Geol. Surv. Bull. n.s. 57, 1957) [柴田勇]

金属鉱床学

8144, 西南アフリカ Tsumeb 鉱山の酸化帯における Ge の地化学 Frondel, C., J. Ito.

Tsumeb 鉱山は Cu-Pb-Zn 鉱床で、初生の enargite, tennantite, renierite 及び Germanite 中に Ge を固溶体として含み、又酸化帯が発達して、炭酸塩、硫酸塩、砒酸塩、燐酸塩、ヴァナジウム塩及び酸化物等を生じている。又 covellite を伴う chalcocite の 2 次富化帯がある。

これ等の中、酸化帯の鉱物に含まれる Ge を分光分析及び湿式により求めた結果、Ge は Ge^2 及び Ge^4 の 2 つの状態 で存在する事が明らかになった。

この鉱床で Ge の大部分を占める Ge^4 は bayldonite, olivenite 及び mimetite 等の砒酸塩に多い。地殻中では Ge は珪酸塩中に固溶体として微量伴われるのが普通である。しかし砒酸塩のある種のは珪酸塩と同構造であり、又イオン半径は Ge^4 , 0.44kX であり, Si^4 , 0.39 kX よりも As^5 の 0.47kX に近似する。従つて本鉱床では Ge は (AsO_4) tetrahedra 中の As^5 を置換して存在する。

Ge^2 は cerussite, anglesite 及び新鉱物の Pb の卑金属硫酸塩中に存在する。しかし Ge^4 に比し量的にははるかに少く、cerussite でも後期成生のものには存在しない。

本鉱床では初生鉱物からもたらされた Ge は酸化帯の Eh—pH の関係に従つて、始めに多少酸性で幾分還元性の環境

中に Ge^2 ion として生じた。そしてその様な所で安定な 2 次的鉛鉱物の Pb^2 を置換し、 GeO を形成するに十分な位集中した。更に Ge^2 は下降するにつれ、 GeS として再沈澱する事は、それ以上に可能であり、その過程を経て Eh が増大するにつれ、 Ge^2 は Ge^4 に酸化された。 Ge^4 は下部の酸性酸化帯の砒酸塩中の As^5 を置換して固溶体としてその中に入つた。酸化帯上部には炭酸塩が存在するが、これら砒酸塩はアルカリ及び上部炭酸塩帯の酸化環境と再作用して、 Ge^4 は可溶性ゲルマニウム塩として溶解した。本鉱床ではこの Ge の host mineral となるべき 2 次的珪酸塩鉱物が存在しないので、Ge は止る事が出来ず溶けて失われ、酸化帯上部の炭酸塩帯には Ge は微量か、又は存在しない。(Am. Min., 42, 743 ~753, 1957) [鈴木]

8145, 液体包裏物の抽出法とその局所化学分析 Roedder, E.

各種鉱床産石英の生成時期、ひいては鉱床そのものの生成条件を推定する目的で ball milling electro dialysis 法を用いて実験を行い液体包裏物中に含まれるアルカリ金属比を決定した。即ち 1) 高温性石英柘榴石赤鉄鉱鉱床 (Texas, Quitman), 中熱水性鉱床 (Utah, Maxfield) 産石英等ではそのアルカリ含量に、かなりの不均一性が認められ Na 32 ~ 130, K 30 ~ 445, Li 0.1 ~ 1.85, Rb 0.1 ~ 1.23, Cs 0.1 ~ 0.2, 又, Cl 27 ~ 151, SO_4 5 ~ 140 mg/kg を示し、その原子比は Na/K 0.32 ~ 2.45, Li/Rb 6 ~ 170 である。これとは別に 2) California, Grass Valley 産金・石英脈 6 個の試料では Na 87 ~ 117, K 105 ~ 114, Li 0.72 ~ 1.25, Rb 0.33 ~ 0.68, Cs 0.05 ~ 3.2, Cl 56.1 ~ 193.2, SO_4 27.9 ~ 81.6 mg

/kg, 更にその原子比は Na/K 0.83~1.03, Li/Rb 1.1~2.8 を示す。上記のような包裏物の完全な抽出と化学分析が行われれば多種多様な包裏物の生成時期の決定、拡散作用等による物質の移動状態の推察が可能となるであろう。(Econ. Geol., 53, 235~269, 1958)

[阿部宏]

8146, ボルダー底盤中のアプライトーペグマタイトのデューテリツク変質及びその鉱床生成への意義 Neuerburg, G. J

モンタナ州 ボルダー附近に分布せるボルダー底盤は石英モンゾニ岩より成るがこの底盤を切つて多数の優白花崗岩質アプライトーペグマタイトの貫入岩体が観察されている。アプライトーペグマタイトの貫入岩体は石英モンゾニ岩々漿の分化により生じたアプライトーペグマタイト岩漿から供給されたものであり、両者は共に変質作用を蒙っている。変質作用は熱水変質であつて、アプライトーペグマタイトの結晶中に行われたものと考えられ、1) 一般的な意味での熱水変質 2) アプライトーペグマタイトにのみ限定されて行われた熱水変質 即ちデューテリツク変質 3) 石英モンゾニ岩とアプライトーペグマタイト貫入岩体との接触部附近に観察される接触熱水変質の三つの型に区分される。その原因となつたものは石英モンゾニ岩中に於ける物理化学的条件の差異によるものである。変質作用によつて生じている鉱物としては、緑泥石、ディッカイトーカオリナイト、緑簾石、赤鉄鉱、ハイドロマイカ、白チタン石、褐鉄鉱、金紅石、玻璃長石(?), 絹雲母、粘土(不確定)等が観察される。

又こうした変質作用に伴つて石英モンゾニ岩中に一部鉱床が胚胎しているがそれは次の機構に依るものと考えられる。

即ち、a) 結晶作用により溶液の分化して生じたもの、a) デューテリツク変質作用乃至は熱水変質作用による金属の抽出、移動によるもの等である。(Econ. Geol., 53, 287~299, 1958) [折本]

8147, 中熱水条件下の黒雲母の変質 Schwartz, G. M.

熱水性銅鉱床(Ajo, Bingham, Bisbee, Cananea, Ely, La Dura, Leadville, Miami, Quellaveco, Toquepala, Ray, San-Manuel, Santa Rita,) 産母岩について、詳細な顕微鏡観察を行い、次の如き考察を行つている。黒雲母の化学成分は適当な温度、圧力の下で種々の変質鉱物を生成し、これらは熱水条件下では極めて不安定であり、溶液の成分により種々の鉱物に変質する。例えばその変質生成物としては、greenbiotite, chlorite, muscovite, serite, hydromica, kaolinite や他の粘土鉱物, calcite, epidotezoisite, leucoxene, rutile, pyrite, 等があげられる。又黒雲母を置換した複雑な鉱物は普通の産状のもので、熱水変質作用の間、平衡状態が保持できなかったことを示している。又、黒雲母の本来の成分や構造も変質生成物の上に強い影響を与えている。(Econ. Geol., 53, 164~177, 1958) [飯田]

石油鉱床学

8148, 水成岩の熱伝導度の実験測定 Zierfuss, H., Vliet, G.

多くの方法が logging に対して用いられているが、porosity や permeability として重要な貯留岩の性質に僅かに有効な影響を与えているに過ぎない。筆者等はコア試料の熱伝導度の測定に対して

の装置とその効果について説明している。砂岩石灰岩のコア試料について 実験を行い、コア試料も完全或いは一部分に空気、水、ケロシン等を浸透させて行っている。porosity, formation resistivity factor, thermal conductivity の関係について 独特の関係を図示して説明している。特に formation resistivity factor と水飽和岩石の porosity 関係、水、油、ガスの飽和した砂岩の porosity の関係、熱伝導度の水飽和の影響について 図示し説明しているが、室内実験であるので貯溜岩の自然の状態とは幾分かちがつているので熱伝導度の測定で貯溜岩そのものを考察することは出来ないが、これらの関係を図示し説明している。(Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol., 40, 2475~2488, 1956) [阿部]

8149, ミシシッピ河デルタ堆積物の粘土鉱物組成 Johns. W. D., Grim. R. E.

ミシシッピ河デルタの南東部海岸地域から採取した 現世堆積物中の粘土鉱物組成を調べた。試料は river sediments, Baptiste Collette sub-delta and inner blind bay, interdistributary bays, delta platform, prodelta slope, open lagoon, open lagoonal inlet, open shelf recent delta, reworked Mississippi delta, old shelf 等の各環境からのものである。モンモリロナイトはデルタ堆積物中に最も普遍的に見られるが、堆積環境の塩分の影響に対応して、相対的にモンモリロナイトが減少し、イライト・緑泥石が増加している傾向が認められる。このイライト・緑泥石等は海水から K, Mg を抽出し明らかにモンモリロナイトから 続成作用によって生成されたものであろう。ミシシッピ河上流のミズリー

河の流域盆地は Mesozoic, Cenozoic の各地層からの土壌が大部分で モンモリロナイトを多く含み tentonitic であり、これに対し オハイオ河流域は paleozoic の地層からのもので イライト質・緑泥質な泥質な成分を多く含んでいる。このような上流河川流域の特徴は、またデルタ堆積物の粘土鉱物組成の一因として 指摘されよう。(Jour. Sed. Pet., 28, 186~199, 1958) [島田]

8150, Pleasantview 砂岩の岩石学的構造研究 Rusnak, G. A.

Pleasantview 砂岩はペンシルヴァニアの代表的なもので、青灰色細粒で、雲母質、石灰質の塊状或いは整層を示す。この砂岩は 2 つの現象を示している。non-channel phase に於いては明瞭に整合的に Purington 頁岩に乗っているが、channel phase に於いては下部のchanneled 堆積物に不整合関係を示している。著者はこの砂岩の堆積環境について 堆積の時間を研究する意味でこの砂岩について、石理、組成、堆積構造、偽層状態及び構造的に研究した。この結果この砂岩は北或いは北西方向に堆積した subgraywacke であるとした。砂岩の重鉱物は、leucosene 31%, ilmenite~magnetite 3%, pyrite 5%, zircon 41%, rutile 7%, garnet 6% tourmaline 4%, chlorite 2%, sphene 1% である。又偽層に関しては、dimensional fabric analysis を行い grain orientation analysis を行つた。これらの研究の結果 1) channel gradient 2) scour marks 3) slump and slide structure 4) ripple marks 5) cross-bedding 6) sand grain orientation について簡単にまとめ表示している。(Jour. Sed. Pet., 27, 41~55, 1957) [阿部]

投稿規定 投稿者は次の点に注意して下さい。

1. 論文は和文原著とし、原稿用紙に常用漢字を用いて横書、図及び表を含めて刷上り原則として7頁(7.5ポイント活字で)以内とする。尚7頁を超過した場合には、この超過分の費用は著者の負担とする。
2. 図は白紙又は青色印刷の方眼紙に墨又は黒色インクで大きく書き、1/2又は1/3などに縮図するに適するよう、文字や記号を大きく書くこと。図の数は出来るだけ少なくすること。
3. 引用文献は頁毎に脚註として次の順序に記すること(著者、掲載誌又は単行書名、巻、頁、年)。
4. 英文要約を付する場合には完全な英文とし、これをタイプライトすること。
5. 別刷は希望部数を原稿に指示すること。但し費用は著者の自弁とする。
6. 投稿論文は受付け順に印刷するが、本誌の発行が隔月であるため、なるべく内容に種々のものを入れたいので、必ずしもこの順に依らない場合がある。

~~~~~  
**本会役員** (任期：昭和33年12月末日迄)  
~~~~~

会 長 渡 辺 萬 次 郎

幹 事 石 井 清 彦 伊 藤 貞 市 鈴 木 醇 高 橋 純 一 坪 井 誠 太 郎

評議員 石 川 俊 夫 小 野 田 匡 高 大 森 啓 一 片 山 信 夫 加 藤 磐 雄
兼 子 勝 神 山 貞 二 河 野 義 礼 木 下 亀 城 久 野 久 柴 田 秀 賢
須 藤 俊 男 末 野 悌 六 鈴 木 兼 三 九 千 藤 忠 昌 滝 本 清 竹 内 常 彦
津 屋 弘 達 富 田 達 根 本 忠 寛 野 田 真 三 郎 早 川 典 久 原 田 準 平
堀 越 義 一 待 場 勇 三 原 栄 八 木 健 三 吉 木 文 平 吉 村 豊 文
渡 辺 新 六 渡 辺 武 男

~~~~~  
**本誌抄録欄担当者** (五十音順)  
~~~~~

阿 部 宏 阿 部 正 宏 青 木 謙 一 郎 植 田 良 夫 大 森 啓 一
加 藤 磐 雄 河 野 義 礼 今 野 弘 島 田 昱 郎 鈴 木 光 郎
関 寿 和 千 藤 忠 昌 田 口 一 雄 竹 内 常 彦 長 谷 川 修 三

昭和33年9月20日印刷

昭和33年10月1日発行

発行所 仙台市片平丁東北大学理学部内
日本岩石鉱物鉱床学会
〔電話仙台③1181(内線311)〕

編集兼発行者 大 森 啓 一

印刷所 仙台市堤通27〔電話③2027〕
笹気出版印刷株式会社

印刷者 笹 氣 幸 助

入会申込所 仙台市片平丁 東北大学理学部内 日本岩石鉱物鉱床学会
会費払込先 同 上〔振替仙台8325番〕

本会会費 一カ年分 500円(前納)

本誌定価 一 部 150円(会員外)

© 1958

The Journal of the Japanese Association
of
Mineralogists, Petrologists and Economic Geologists

CONTENTS

- Druse in basalt and trachybasalt of Japan (I) R. Ota
 On the so-called metamorphosed calcareous concretions in felsic metamorphic rocks which lie in the basic rocks at the upstream of Horoman river, Hidaka H. Asai
 Historical outline of the study on glaucophane schists Y. Seki
 Geology and ore deposits in the area drained by the Otarūnai, Ishikari province, Hokkaido Y. Sugimoto
 Explosion products of Aso volcano on 24th June 1958
 H. Matsumoto and S. Tanaka and M. Kamata
 The trial construction of fluorimeter and the microfluorimetric determination of uranium in zircon Y. Ukai and T. Kawakami and Y. Kimura
 Euxenite from the Uzumine pegmatite mine, Fukushima Prefecture
 K. Omori and S. Hasegawa and H. Konno

Notes and news.

Announcements from the Association, etc.

Abstracts :

- Mineralogy and crystallography.* X-ray studies of synthetic coffinite, thorite, and uranothorites, etc.
Petrology and volcanology. The petrology of a differentiated teschenite sill near Gunnedah, New-South Wales, etc.
Sci. of metallic deposits. Geochemistry of Germanium in the oxidized zone of the Tsumeb mine, South-West Africa, etc.
Sci. of petroleum deposits. Laboratory measurements of heat conductivity of sedimentary rocks, etc.

Published bimonthly by the Association in the Institute of
 Mineralogy, Petrology and Economic Geology,
 Tohoku University, Sendai, Japan